

6. 328
00110
ЖС

А. С. Перфильев

ФОРМИРОВАНИЕ
ЗЕМНОЙ
КОРЫ
УРАЛЬСКОЙ
ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. С. Перфильев

ФОРМИРОВАНИЕ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
УРАЛЬСКОЙ
ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ

Труды, вып. 328



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1979

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

A. S. Perfiliev

FORMATION OF THE EARTH'S CRUST OF THE URALIAN EUGEOSYNCLINE

Transactions, vol. 328

Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. П е р ф и л ь е в А.С. Труды ГИН, вып. 328. М.: Наука, 1979 г.

Рассмотрено строение эвгеосинклинали и показано, что она представляет собой структуру, развивающуюся на океанической коре. В процессе тектонического развития происходит превращение океанической коры в континентальную. При этом изменяется состав и структура гипербазито-габбрового основания эвгеосинклинали и существенно изменяется формационный тип выполняющих ее толщ. Формирование континентальной коры происходит как автохтонным путем (гранитизация эвгеосинклинали серий), так и аллохтонным (пододвигание под эвгеосинклиналь, обрамляющих древних континентальных масс) способом. Главная граница срыва эвгеосинклинали масс отвечает поверхности Мохоровичича.

Уральская эвгеосинклиналь представляет собой часть Урало-Монгольского палеоокеана и формирование континентальной коры на месте этого палеоокеана представляет собой единый сложный процесс, при котором тектоническое сжатие и формирование "гранитного" слоя во внутренних частях сопровождается раздвиганием и образованием структур с океанической корой по краям.

Работа рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся проблемами теоретической геологии и региональной тектоники.

Табл. 1. Илл. 52. Библ. 435 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.А. Крашенинников, В.Г. Гербова, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

академик *А.Л. Яншин*

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-chief),
V. A. Krashenninikov, B. G. Gerbova, P. P. Timofeev

Responsible editor

academician *A. L. Yanshin*

ВВЕДЕНИЕ

В шестидесятые годы в современной геотектонике произошел качественный скачок. Он заключался в том, что исследователи перешли от установления парагенетических ассоциаций (пород, структур и других геологических явлений) к созданию генетических моделей, объясняющих эти парагенезы. Этот генетический подход стал возможным благодаря двум главным обстоятельствам. Во-первых, геологами советской тектонической школы (Н.С. Шатский, Н.П. Херасков, Ю.А. Кузнецов, А.В. Пейзе, Ю.М. Пушаровский, Н.А. Штрейс, А.Л. Яншин и др.) были установлены основные группы парагенетических ассоциаций (формаций и структурно-формационных комплексов) выделены типы структур, отличающихся по своему формационному выполнению (мио- и эвгеосинклинали, эвгеосинклинали разного типа и т.д.), установлена закономерная смена в них одних формационных комплексов другими (М.В. Муратов, В.Е. Хаин). Во-вторых, очень важное обстоятельство связано с широкими глобальными геолого-геофизическими исследованиями океанических пространств, которые позволили в полной мере применить принцип актуализма для решения тектонических задач и, что самое главное, для выяснения строения глубоких частей коры в верхней мантии. Сейчас, по-видимому, ни у кого из исследователей не вызывает сомнений тот факт, что принципиальное различие строения коры океанов и континентов сопровождается и принципиальным различием осадочных, магматических и метаморфических (формаций, образующихся в этих крупнейших структурах.

Для внутренних частей океанов (рифты срединных хребтов, глубоководные впадины) с типичной океанической корой (маломощный "базальтовый" слой, отсутствие "гранитного" слоя) характерны такие породы, как гипербазиты, габброиды, метабазиты, океанические толеиты и глубоководные осадки.

Участки коры с так называемым переходным типом строения (зоны островных дуг и краевых морей) отличаются повышенной мощностью "базальтового" и "осадочного" слоев, локальным появлением маломощного "гранитного" слоя. Для этих участков характерны специфические (андезито-базальтовые и андезитовые) вулканические формации, мощные турбидитовые серии, своеобразный метаморфизм и появление плагиогранитов. Подробно формации и метаморфизм современных участков с корой переходного типа рассмотрены в фундаментальных исследованиях М.С. Маркова [1975], Ю.М. Пушаровского [1964, 1972], Н.А. Богданова [1975], Е.К. Мархинина [1967], Т. Матсумото [Matsumoto, 1967], А. Миасиро [Mijashiro, 1967] и др.

Формации, магматизм и тип метаморфизма, свойственные континентальной коре (мощные "базальтовый" и "гранитный" слои), резко отличны от обоих рассмотренных случаев, что хорошо иллюстрируется на примере краевых вулканических поясов (Андийский, Восточно-Азиатский и др.) и, по-видимому, не нуждается в доказательствах.

Конечно, существуют и некоторые отклонения от такой генеральной закономерности, которые выражаются в появлении пород, казалось бы не свойственных соответствующему типу коры (напомним данные о кислых породах в океанах, приведенные в работе И.В. Лучицкого [1973]), состав включений в

лавах Гавайских островов [Jackson, 1966]. Однако это скорее говорит об упрощенном понимании строения современных океанов, чем об отсутствии связи формаций (особенно магматических и метаморфических) со строением коры. В своей последней работе А.В. Пейве [1975] на примере Срединно-Атлантического хребта показал, что внутри океанических структур за счет интенсивных тектонических движений могут формироваться протяженные зоны с корой, существенно отличающейся от принятого эталона океанической коры.

Сравнение пород океанического дна с породами, развитыми на континентах, позволило А.В. Пейве [1969] сделать чрезвычайно важный вывод о том, что офиолитовые ассоциации континентов есть не что иное, как тектонические фрагменты океанической коры геологического прошлого. Этот вывод заставляет во многом пересмотреть традиционные представления о геосинклинальном процессе.

Породы офиолитовой ассоциации, как выяснилось в последние годы, составляют нижнюю часть разреза эвгеосинклинальных серий [Пейве, 1969; Пейве и др., 1971а].

На примерах складчатых областей внутри континентальных блоков [Пейве и др., 1972а,б], Альпийского пояса [Книппер, 1975], окраинных складчатых поясов Американского континента [Bird, Dewey, 1970; Coleman, 1971], современных островных дуг [Марков, 1975] и других регионов достаточно отчетливо показано, что основание эвгеосинклинальных серий составляют гипербазиты, выше которых располагаются габброиды и различные метабазиты. Этот комплекс выделен М.С. Марковым [1975] под названием меланократового основания. Вулканогенно-осадочные серии, расположенные выше, отражают разные этапы трансформации океанической коры. Совершенно ясно, что в современной структуре эвгеосинклинали (океанические структуры геологического прошлого) входят в состав континентальных блоков. Таким образом, как это справедливо показал Н.А. Штрейс [1967], сущность геосинклинального процесса сводится к формированию континентальной коры на месте структур с корой океанического типа. Надо сразу оговориться, что "палеоокеаническая структура" (океаническая структура геологического прошлого) отнюдь не синоним географического понятия "океан". Здесь имеются в виду не ширина или абсолютная толщина слоя воды, а только океанический тип коры на начальных этапах развития этих структур. Современная наука не имеет методов абсолютной палеорекострукции, учитывающей величину горизонтального перемещения масс. Поэтому палеоокеанические структуры могли соответствовать по своим физико-географическим параметрам современным океанам, но могли и существенно отличаться от них. В современных структурах кора океанического типа свойственна не только самим океанам, но и акваториям (или их частям) типа Средиземного моря.

Такое определение палеоокеанических структур не означает их "изначальность" в общем процессе эволюции земли. Как показано на примере Урала [С.Н. Иванов и др., 1974а; Руженцев, 1974; Плюснин, 1975; Перфильев, 1977], Аппалачей [Bird, Dewey, 1970], Тетиса [Книппер, 1975], эти структуры нередко образуются в результате раскалывания и раздвигания континентальных масс, хотя существование "первичных" структур близкого типа в глубоком докембрии представляется весьма вероятным. Видимо, именно такие структуры были описаны Е.В. Павловским и М.С. Марковым [1963] под названием "нуклеарной стадии" развития земли.

Геосинклинальный процесс запечатлен в эволюции формаций и вещества, а также в эволюции тектонических деформаций палеоокеанических структур. Наиболее важные объекты исследования, позволяющие расшифровать механизм формирования коры, — гипербазит-габбровые комплексы меланократового основания, представляющие непосредственные выходы пород верхней мантии (гарцбургиты) и базальтового слоя (габброиды) океанической коры на поверхность. История метаморфических и других вещественных преобразований этого комплекса — история эволюции океанической коры на ранних этапах ее

преобразования до того момента, как эти блоки меланократовых пород были тектонически выведены в верхние горизонты коры. На конкретных примерах Камчатки, Тянь-Шаня и Урала многими исследователями, в том числе и автором, было показано, что породы меланократового основания по мере эволюции коры не только механически сжались, но метаморфизовывались и увеличивали свою мощность за счет приращения к ним метаморфизованных океанических вулканитов [С.Н. Иванов и др., 1972; Перфильев, Руженцев, 1973; Макарычев, 1975; Марков, 1975].

Другой метод анализа эволюции коры эвгеосинклиналией – анализ их вещественного выполнения и изменения формационного ряда в процессе развития.

Группа исследователей Геологического института АН СССР (в состав которой входит автор) в содружестве с учеными Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР разработали стадийность развития эвгеосинклиналией вообще и для конкретных регионов, основанную на формационном принципе [Дергунов и др., 1971; Пейве и др., 1971а, 1972а,б; Зоненшайн, 1972; С.Н. Иванов и др., 1974б]. В вертикальном разрезе выше меланократового основания выделяются последовательно формации океанической, переходной и континентальной стадий, которые, судя по составу и взаимоотношению пород, а также по аналогии с современными структурами, формировались соответственно на коре океанического, переходного (система глубоководных желобов, островных дуг и краевых морей) и континентального типов. Таким образом, эта стадийность отражает последовательную трансформацию коры от океанического типа в кору континентального типа. Анализ вещественных и структурных преобразований, свойственных этим стадиям или их этапам, позволяет косвенно решить вопрос о вещественном и структурном преобразовании глубоких частей коры и верхней мантии в пространстве и во времени.

Третий метод анализа заключается в изучении характера и истории деформации палеоокеанических структур и их континентального обрамления. Эвгеосинклиналией образования в большинстве случаев выходят на небольших разобренных площадях, слагая обособленные тектонические пластины среди других (неэвгеосинклиналией) серий (Альпийская зона) или образуют сравнительно узкие протяженные пояса (Урал), по ширине несоизмеримые с современными структурами с океаническим типом коры. Такое их положение заставляет сделать неизбежный вывод о громадной роли крупных горизонтальных перемещений в процессе формирования континентальной коры [Пейве, 1969]. Иными словами, любая генетическая модель формирования коры, в постулативную часть которой заложен принцип актуализма, в качестве одного из важнейших элементов должна включать в себя те или иные элементы мобилизма.

Роль горизонтальных перемещений крупных масс в формировании земной коры и ее структуры подчеркивается сейчас большинством исследователей, стоящих на актуалистических позициях. Для многих геосинклиналией систем, таких как Тетис [Пейве, 1969; Книппер, 1975], Палеотетис [Дергунов и др., 1971; Моссаковский, 1975], Урал [С.Н. Иванов и др., 1974а; Руженцев, 1974; Перфильев, 1977], Южный Тянь-Шань [Буртман, 1976; Буртман и др., 1973] предполагается, что формирование мощной континентальной коры в той или иной мере связано с надвижением или пододвиганием смежных континентальных масс в пределы палеоокеанической структуры. Механизм тектонического сжатия (многократного шарьирования и складчатости) предполагается и в других случаях при превращении океанической коры в континентальную [Пейве и др., 1972а; Павленко и др., 1975].

Мне представляется, что создание правдоподобной генетической модели эволюции коры любой конкретной палеоокеанической структуры немислимо без совокупного ее анализа всеми тремя методами.

Широкое изучение современных океанических структур привело к созданию известной концепции "новой глобальной тектоники" [Dietz, 1961; Hess, 1965; Le Pichon, 1968]. Основные ее положения широко известны, и нет смысла

их излагать еще раз. Эта концепция, построенная в основном на геофизических данных, пока остается единственной, которая объясняет почти все известные данные о строении океанов и их соотношении с континентами и объясняет общую глобальную взаимосвязь между главными современными структурами (океан – континент). Правда, уже сейчас появились некоторые геологические факты [Пейве, 1975], не укладывающиеся в такую схему. Очевидно, что основная масса геологических данных связана с материковыми блоками и жизнеспособность концепции или ее модифицированного варианта может быть доказана только в том случае, если этот механизм может быть пролонгирован в глубь геологической истории.

Работы, в которых проводятся палеотектонические реконструкции, исходящие из гипотезы новой глобальной тектоники, получили в последние годы очень широкое распространение [Зоненшайн, 1972; Matsuda, Uyeda, 1971; Dewey a. o., 1973]. Использование геологического материала по континентальным структурам позволяет во многом модифицировать эти представления, и, видимо, недалеко то время, когда будет создана новая тектоническая теория, впитавшая в себя рациональную часть гипотезы "тектоники плит".

Разработка теории формирования коры прошла стадию первичного обобщения и создания рабочих гипотез. Появилась необходимость в более фундаментальном рассмотрении крупных региональных объектов. Урал представляет собой, с моей точки зрения, самый удачный на территории СССР (а может быть, и во всем мире) объект для такого анализа. Это гигантская складчатая система, большая половина которой сложена палеозойскими эвгеосинклинальными образованиями (эвгеосинклинальная зона восточного склона Урала), среди которых необычайно широко распространены породы офиолитовой ассоциации. Эвгеосинклинальные образования более древнего (рифейского и дорифейского) возраста западного склона Урала распространены не повсеместно, изучены значительно хуже, чем палеозойские, и не могут рассматриваться в качестве объекта для решения такой задачи.

Недостатком Урала является то, что восточное ограничение эвгеосинклинали и ее сочленение с более древним континентальным блоком Казахстана перекрыты мезозой–кайнозойскими осадками. Правда, по Тургайскому прогибу, разделяющему палеозойские структуры Урала и Кокчетавского массива, имеется довольно много буровых данных и проведены детальные геофизические исследования. Однако эти материалы очень трудны для интерпретации, так как возраст различных комплексов и особенно их структурные соотношения остаются неясными. Поэтому в работе данные о перекрытой части эвгеосинклинали используются только в обобщающих разделах.

Другой недостаток Уральского объекта – сравнительно слабая вертикальная расчлененность рельефа. Поэтому детали морфологии структур, роль шарьяжей в структуре и другие вопросы изучены преимущественно в западной части эвгеосинклинали.

Изучение эволюции коры в процессе развития геосинклинали началось только в поздние годы. Урал не представляет собой исключения в этом отношении. Вопросы, связанные с интерпретацией строения коры и верхней мантии Урала так или иначе затрагивались в работах С.В. Москалевой [1966, 1968, 1972]. Она первая высказала предположение о том, что дунит–гардбургитовые комплексы представляют тектонические блоки, в которых выведены на поверхность породы верхней мантии, а породы габбро–пироксенитовой формации являются производными "базальтового" слоя Уральской эвгеосинклинали. Хотя она и не сделала вывода об океанической природе эвгеосинклинали, в свете современных данных о строении океанов этот вывод напрашивается сам собой.

С.Н. Иванов [1963, 1969], анализируя спилито–диабазовые и колчеданосные формации ранних этапов развития Уральской эвгеосинклинали, пришел к выводу об океанических глубоководных условиях формирования вулканитов и осадочных пород этих формаций и соответственно об океанической природе самой эвгеосинклинали.

В большинстве других работ, рассматривающих общие вопросы тектоники Урала, эти вопросы либо не ставились, либо принималась традиционная трактовка о заложении и развитии палеозойской эвгеосинклинали на гранитизированном и метаморфизованном докембрийско-раннекембрийском складчатом основании.

Представления об офиолитовых ассоциациях, как реликтах океанической коры, резко активизировали исследования в этом направлении на Урале. Под руководством и при участии А.В. Пейве на Урале были поставлены исследования сотрудниками Геологического института АН СССР, в том числе и автора, для решения вопросов механизма образования внутренней структуры земной коры эвгеосинклинали. Исследования проводились в тесном содружестве с учеными Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР, работавшими под руководством С.Н. Иванова.

За последние годы выявлена большая роль шарьяжей в структуре земной коры Урала. В основном эти исследования проводились в западной части эвгеосинклинали и структур западного склона Урала [Казанцева, 1971; Плюснин, 1971; Камалетдинов, 1974; Руженцев, 1976].

Сейчас можно говорить о существовании двух главных точек зрения по интересующей нас проблеме. Согласно первой, наиболее отчетливо прозвучавшей в докладе И.Д. Соболева на Всесоюзном совещании по тектонике Урало-Монгольского пояса, Уральская эвгеосинклиналь заложилась и развивалась на докембрийском гранитно-метаморфическом основании, при этом предполагается, что вулканиты и другие магматические породы эвгеосинклинали имели мантийный источник питания.

Согласно альтернативной точке зрения, эвгеосинклинальные серии формировались на "безгранитной" коре океанического типа. Здесь определились две главные модификации взглядов. Одна группа исследователей представляет себе эвгеосинклиналь как систему узких трогов с "безгранитной" корой, разделенной гранитно-метаморфическими массивами [Бородаевская и др., 1971; Кривцов и др., 1975; Плюснин, 1975]. Другие исследователи, в том числе и автор, предполагают, что эвгеосинклиналь была более или менее единой структурой океанического типа, хотя существование в ней микроконтинентов не исключается.

Накопившийся за последние годы материал позволяет сделать первые обобщения и попытаться создать гипотетическую модель формирования коры эвгеосинклинали, чему и посвящена настоящая работа.

Некоторые вопросы, связанные с формированием континентальной коры, не решаются без привлечения материала по другим, сходным по своему строению складчатым областям. В частности, оказалось необходимым использовать данные по геологии варисцид Южного Тянь-Шаня и Южной Монголии.

В ходе работы автор пользовался постоянными советами и консультациями А.В. Пейве и Н.А. Штрейса. Выполнению исследования способствовала возможность постоянного обсуждения проблем с сотрудниками Геологического института АН СССР А.А. Моссаковским, С.В. Руженцевым, С.Г. Самыгиным, А.А. Савельевым, Г.Н. Савельевой, И.В. Хворовой, М.С. Марковым, А.Л. Книппером, А.В. Дергуновым, Г.И. Макарычевым, В.С. Буртманом, а также с сотрудниками Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР и Уральского геологического управления, которым, пользуясь случаем, автор выражает глубокую благодарность.

Особенно хочу поблагодарить мою постоянную помощницу Г.Т. Калашникову.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уральское складчатое сооружение граничит на западе с Русской плитой. На востоке палеозойские складчатые комплексы Урала перекрыты мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом и по геофизическим данным и бурению прослеживаются на восток в глубь Западно-Сибирской низменности на 100–200 км. В южном направлении Уральские структуры также погружаются под мезозойско-кайнозойские отложения Туранской плиты.

В поперечном сечении Урала выделяется ряд структурных зон, прослеживающихся на всем или почти всем его протяжении (рис. 1). Уральское складчатое сооружение отделено от Русской плиты Предуральским краевым прогибом, который выполнен многокилометровыми терригенными сериями верхнего палеозоя и триаса. Восточнее выделяются две главные структурно-формационные зоны – миогеосинклиналильная зона Западного склона и осевой полосы Урала и эвгеосинклиналильная зона Восточного склона [Перфильев, Херасков, 1964].

Такое, ставшее традиционным разделение, как следует из самого названия, скорее имеет формационное, нежели структурно-морфологическое содержание.

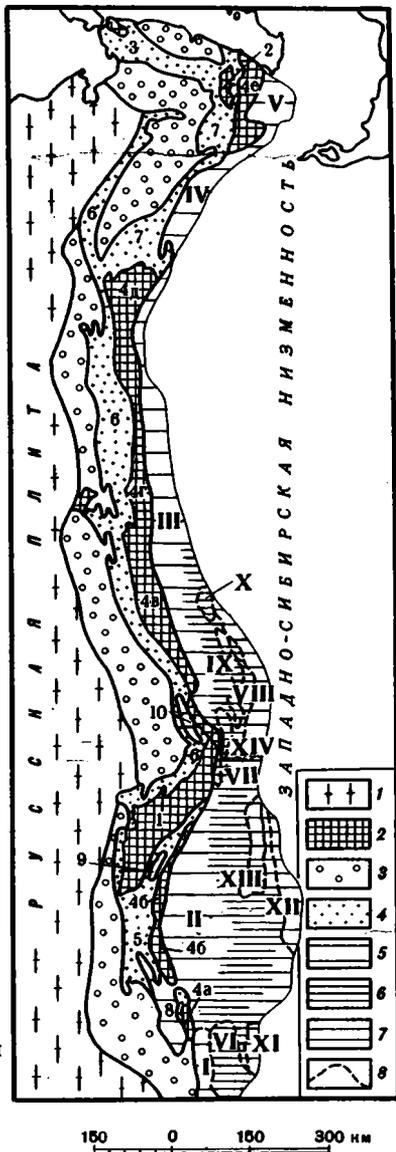
На западном склоне и в осевой полосе Урала традиционно выделяются два основных структурных этажа, известных под названием доуралиды (РСт–Ст₁) и уралиды (О₃–Т). Доуралиды обнажаются в ядрах крупных положительных структур. На Южном Урале к ним относится Башкирское поднятие (рис. 1, 1), на Полярном – Оченырское поднятие (рис. 1, 2) и Пайхойский антиклинорий (рис. 1, 3). Наиболее широкая и протяженная полоса выходов доуралид прослеживается между эв- и миогеосинклиналильными зонами. Она известна под названием Центрально-Уральского поднятия (рис. 1, 4), хотя отдельные его части имеют собственные названия. С юга на север (рис. 1) выделяются: Эбетинская антиклиналь (4а), Уралтауский антиклинорий (4б), Вогульский антиклинорий (4в) с наиболее широкой зоной выходов доуралид в северной части (Ляпинское поперечное поднятие, 4и) и Харбейский антиклинорий (4д).

Следует сразу оговориться, что термины "поднятие" и "антиклинорий" для этой полосы понимаются условно. Как выяснилось в последние годы [Перфильев, 1968; Камалетдинов, 1974; Пучков, 1975б], доуралиды слагают сложно построенные тектонические пластины (блоки), надвинутые на запад, на миогеосинклиналильные толщи уралид. С востока на них, в свою очередь, надвинуты эвгеосинклиналильные отложения. Термины "поднятие" и "антиклинорий" сохранены для преемственности, так как эти блоки именно под такими названиями фигурируют в геологической литературе.

Комплексы уралид заполняют пространства между выходами доуралид. На Южном Урале палеозойские миогеосинклиналильные серии выполняют крупный Зилаирский синклинорий (рис. 1, 5), расположенный между Уралтауским антиклинорием и Башкирским поднятием. Этими образованиями сложена так называемая Западно-Уральская зона линейных складок и чешуйчатых надвигов, обрамляющая с запада Центрально-Уральское поднятие (рис. 1, 6). На Полярном Урале миогеосинклиналильные серии развиты в Лемвинской чешуйчато-надвиговой зоне (рис. 1, 7), по крыльям Оченырского поднятия и Пай-Хойского антиклинория.

Рис. 1. Основные структурные элементы Урала

1 - Русская плита, Миогеосинклиальная зона (2-4): 2 - докембрийские отложения, 3 - формации Предуральского краевого прогиба, 4 - миогеосинклиальные отложения, PZ 1-2. Эвгеосинклиальная зона (5-7): 5 - Тагило-Магнитогорский прогиб, 6 - Восточно-Уральское поднятие, 7 - Восточно-Уральский прогиб; 8 - контуры структурных элементов. Цифры на карте: миогеосинклиальная зона (1-10): 1 - Еашкирский антиклинорий, 2 - Оченырское поднятие, 3 - Пай-Хойский антиклинорий, 4 - Центрально-Уральское поднятие (4a - Эбетинская антиклиналь; антиклинории: 4б - Уралтауский, 4в - Кваркушский, 4г - Вогульский, 4д - Ляпинский, 4е - Харбейский), 5 - Зилаирский синклинорий, 6 - Западно-Уральская зона линейных складок и чешуйчатых надвигов, 7 - Лемвинская чешуйчато-надвиговая зона; аллохтоны: 8 - Сакмарский, 9 - Кракинский, 10 - Нязепетровский. Эвгеосинклиальная зона (I-XIV). Синклинории и синклинальные структуры: I - Западно-Мугоджарский, II - Магнитогорский, III - Тагильский, IV - Войкарский, V - Щучьинский, X - Салдинская, XI - Прииргизская, XII - Денисовская зона, XIII - Еманжелинский, XIV - Алапаево-Каменский. Антиклинории и антиклинальные структуры: VI - Восточно-Мугоджарский, VII - Сысертско-Ильменгорский, VIII - Шилово-Коневский, IX - Мурзинско-Адуйская



Палеозойские комплексы пород эвгеосинклиальной зоны восточного склона Урала в целом надвинуты на запад, на миогеосинклиальную зону. При этом, внутри миогеосинклиальной зоны сохранились крупные аллохтонные массы эвгеосинклиальных образований, частично или полностью изолированных от сплошного поля распространения эвгеосинклиальных серий. С юга на север (рис. 1) выделяются Сакмарский (8), Кракинский (9) и Нязепетровский (10) аллохтоны [Камалетдинов, 1974; Руженцев, 1974; Плюснин, 1975]. Сакмарский и Нязепетровский аллохтоны представляют сложно построенные пакеты тектонических пластин, часть которых сложена и миогеосинклиальными образованиями.

Эвгеосинклиальная зона Восточного склона традиционно подразделяется на продольные прогибы и поднятия. Как и в предыдущем случае, эти структуры не всегда морфологически имеют соответственно синклиальную или антиклинальную форму.

Самая западная структура эвгеосинклинали - Тагило-Магнитогорская полоса прогибов, прослеживающихся вдоль всего Урала. Определяющее для этой структуры - повсеместное распределение вулканогенно-осадочных ниже-среднепалеозойских образований, крупные массивы гипербазитов и габброидов, почти полное отсутствие гранитов и метаморфических, гранитизированных пород. С юга на север в пределах зоны выделяются следующие крупные струк-

турные элементы (рис. 1): Западно-Мугоджарский синклиорий (I), Магнитогорский прогиб (II), Тагильский прогиб, или синклиорий (III), Войкерский (IV) и Щучьинский (V) синклиории.

Восточнее выделяется крупная зона, известная в литературе под названием Восточно-Уральское [Соболев, 1969], или Урало-Тобольское [Херасков, Перфильев, 1963] поднятие. Наряду с вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями нижнего – среднего палеозоя, содержащими многочисленные тела и массивы серпентинитов и габброидов, в этой зоне широко развиты гранитоиды (“Главная гранитная ось Урала”) и гнейсово-мигматитовые комплексы. Последние обычно приурочены к ядрам антиклинальных структур различного типа (антиклиории, куполовидные поднятия и т.д.). Наиболее крупные участки такого типа известны в геологической литературе под собственными названиями. С юга на север (рис. 1) обычно выделяются: Восточно-Мугоджарский антиклиорий (VI), Сысертско-Ильменогорский антиклиорий (VII), Шиловско-Коневская (или Коневская, VIII), Мурзинско-Адуйская (IX) и Салдинская (X) антиклинальные структуры.

Западная граница Восточно-Уральского поднятия достаточно условна и разными авторами проводится по-разному. При проведении этой границы я руководствовался отмеченным выше признаком, очертив область распространения крупных гранитных массивов и полей развития гнейсово-мигматитовых комплексов.

Восточнее выделяется Восточно-Уральский прогиб, в котором вновь большее значение приобретают относительно слабо метаморфизованные нижне-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные образования. Однако наряду с ними крупные площади в этой зоне сложены метаморфизованными и гранитизированными породами и крупными массивами гранитов. Граница прогиба с Восточно-Уральским поднятием, таким образом, еще более условна. Восточная часть прогиба перекрыта мезозой-кайнозойскими отложениями Западной Сибири. В таком объеме Восточно-Уральский прогиб принимался не всеми геологами. И.Д. Соболев [1969] выделяет Восточно-Уральский прогиб в более узком понимании, относя к нему только узкую полосу преимущественного развития вулканогенно-осадочных пород, обрамляющих с востока Восточно-Уральское поднятие. Соответственно, восточнее он выделяет Зауральское поднятие и Зауральский прогиб (последний уже под мезозойско-кайнозойскими отложениями). В предлагаемых ограничениях Восточно-Уральский прогиб отвечает Аятскому прогибу [Херасков, Перфильев, 1963] и включает в себя Зауральское поднятие И.Д. Соболева. Учитывая условность границ, эти расхождения не имеют принципиального значения.

Крупные зоны развития нижне-среднепалеозойских вулканогенно-осадочных пород имеют принятые в литературе собственные названия. С юга на север выделяются (рис. 1): Прииргизский синклиорий (XI), Денисовская зона (XII), Еманжелинский (XIII) и Алапаевско-Каменский (XIV) синклиории. Следует иметь в виду, что название “синклиорий” условно и не имеет морфологического смысла.

Приведенный выше краткий перечень основных структурных элементов Урала имеет вспомогательное значение. Он предназначен для удобства чтения последующего материала. Вопросы морфологии и генезиса структур будут рассмотрены в специальном разделе.

МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА ЗАПАДНОГО СКЛОНА

Главная задача работы – анализ природы эвгеосинклинальной зоны Урала и выяснение механизма формирования коры в этой зоне. Миогeosинклинальная зона в рамках этой задачи рассматривается как структура обрамления и имеет вспомогательное значение. Поэтому описание этой зоны сведено к необходимому минимуму.

В миогeosинклинальной зоне отчетливо устанавливается два главных структурных этажа – доуралиды ($P_{Cm}-C_{m1}$) и уралиды ($C_{m3}-T$). Выделение этих этажей было впервые сделано Н.П. Херасковым [1948] для Южного Урала и затем распространено на всю миогeosинклинальную зону [Херасков, Перфильев, 1963]. Сейчас такое разделение принимается практически всеми исследователями. Доуралиды и уралиды различаются не только по формационному набору, но и по структурному плану. Поэтому приходится рассматривать их строение раздельно.

Комплексы доуралид обнаруживаются в ядрах крупных положительных структур, перечисленных выше. Выделяются две главные структурно-формационные зоны. Первая характеризуется почти исключительно осадочными формациями (миогeosинклинальная зона), другая – вулканогенно-осадочными [Журавлев и др., 1965; Перфильев, 1968]. Миогeosинклинальные разрезы рифейских отложений детально изучены в Башкирском поднятии [Шатский, 1945; Гарань, 1946, 1959, 1960]. Это мощная (до 12 км) толща осадочных пород, подразделяющихся на три серии. Каждая серия представляет более или менее законченный цикл, начинающийся песчаниками и заканчивающийся сланцами и доломитами. Для терригенных образований устанавливается западный снос за счет размыва фундамента Русской плиты.

По возрасту миогeosинклинальные отложения охватывают весь рифей [Келлер, 1968, 1973]. Рифейские отложения перекрыты вендскими молассовыми толщами с местным обломочным материалом, которые рассматриваются как отложения орогенного этапа [Перфильев, Херасков, 1964].

Миогeosинклинальные отложения с угловым несогласием налегают на амфиболиты, гнейсы и двупироксеновые кристаллосланцы Тараташского комплекса, прорванного гранитами рапакиви. По сходству пород и близким датировкам абсолютного возраста Тараташский комплекс сопоставляется с архейско-нижнепротерозойскими образованиями, слагающими кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы [Кейльман, 1974]. По геофизическим данным [Огарин, Хатянова, 1962], этот фундамент прослеживается повсеместно под миогeosинклинальными толщами доуралид.

По-видимому, не вызывает сомнения, что отложения миогeosинклинальной зоны доуралид формировались на коре континентального типа, составляющей единое целое с эпикарельским континентальным блоком Восточно-Европейской платформы.

Вулканогенно-осадочные комплексы доуралид (эвгеосинклинальная зона) [Журавлев и др., 1965] обнажаются в северной части Центрально-Уральского поднятия (Вогульский и Харбейский антиклинории). Наиболее полный разрез известен в Ляпинском поднятии [Львов, 1957; Белякова, 1972, Пучков, 1975б].

Разрез рифейских отложений начинается аркозовыми песчаниками и конгломератами. Выше залегает толща метаморфизованных алевролитов и глинистых сланцев с прослоями метадиабазов. Средняя часть разреза начинается аркозовыми кварцитами, которые перекрыты филлитами с линзами известняков, содержащих верхнерифейско-вендские строматолиты. Еще выше залегает толща диабазов и андезитов, метаморфизованных в разной степени.

Разрез доуралид венчается орогенным комплексом, в состав которого входит вулканоплутоническая ассоциация (наземные вулканы кислого состава калий-натриевого ряда) [Лучинин, 1975] и континентальная грубообломочная моласса [Пучков, Раабен, 1972]. Доордовикские образования прорваны многочисленными телами гранитоидов, вокруг которых нередко сформирован экзоконтактный гнейсо-мигматитовый ореол. Доорогенная часть разреза имеет рифейский (частично включая венд) возраст. Орогенные образования, прорванные гранитами с возрастом 550 млн. лет, считаются вендско-нижнекембрийскими.

Рифейские отложения в пределах Ляпинского поднятия залегают с размывом и несогласием на дорифейских метаморфических породах (амфиболиты, плагиогнейсы и двуслюдяные сланцы), которые были прорваны калиевыми гранитами в дорифейское время (обломки этих пород, включая обломки гранитов, содержатся в базальных горизонтах рифейских отложений) [Пучков, 1975б]. Примерно такой же разрез имеют доордовикские отложения на Полярном Урале (Харбейский и Оченырдынский антиклинории) [Перфильев, 1968; Енокян, 1971а]. Однако обнажающиеся в Харбейском антиклинории гнейсы и амфиболиты предположительно дорифейского возраста надвинуты на рифейские отложения и не имеют с ними стратиграфических контактов.

Рассматриваемая зона доуралид может быть названа эвгеосинклиальной с большими оговорками. Действительно, здесь практически отсутствует такая типоморфная для эвгеосинклиалей ассоциация, как офиолиты; вулканы основного состава заметно подчинены осадочным породам, среди последних довольно много аркозовых обломочных пород. По этим, а также по многим другим признакам, доуралиды этой зоны резко отличаются от палеозойских комплексов Восточного склона Урала — типичной эвгеосинклиальной зоны. Но присутствие вулкаников в доорогенном разрезе, гранитоиды и вулканоплутоническая ассоциация орогенного комплекса резко отличают рассматриваемую зону от миогеосинклиальной зоны доуралид. Вероятно, эта зона отвечает термину миктогеосинклиаль, предложенному Ю.М. Пушаровским [Пушаровский, Архипов, 1972], однако, чтобы не ломать сложившихся в литературе традиций, для доуралид севера Урала в тексте будет использоваться термин "эвгеосинклиаль".

Судя по Ляпинскому поднятию, в основании эвгеосинклиальных доуралид лежат метаморфизованные дорифейские породы, образующие гранитно-метаморфический слой. Однако вряд ли этот фундамент был точно таким же, как и фундамент миогеосинклиали доуралид. Либо он не был повсеместным, либо был значительно тоньше, чем гранитно-метаморфический слой эпикарельской платформы.

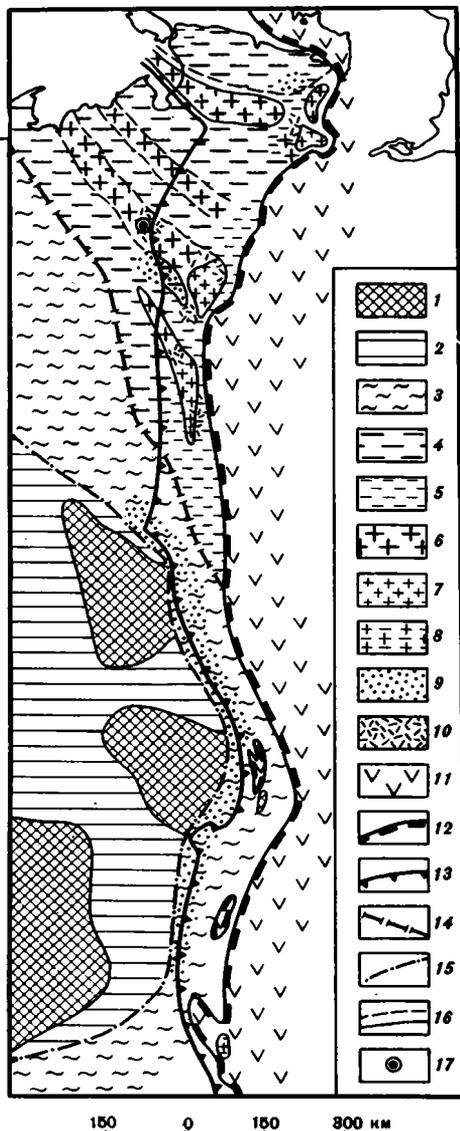
Орогенные вулканоплутонические ассоциации и гранитизация свидетельствуют о том, что в венде — раннем кембрии в эвгеосинклиальной зоне доуралид сформировалась континентальная кора, и она напаяла эпикарельский блок Восточно-Европейской платформы. Именно этим объясняется тот факт, что вышележащие палеозойские образования слагают однотипный чехол на эв- и на миогеосинклиальном рифейско-вендском основании.

Структурный план доуралид рассмотрен детально в ряде работ [Перфильев, Херасков, 1964; Журавлев и др., 1965; Перфильев, 1968; Романов, Морозова, 1970; Пучков, 1975б]. Основные простирания структур и размещение мио- и эвгеосинклиальных комплексов изображены на рис. 2.

Миогеосинклиальная зона доуралид прослеживается с меридиональными простираниями через Башкирский антиклинорий в южную часть Вогульского

Рис. 2. Схема соотношения структур уралид и доуралид

1 — архейские ядра и выступы архейского основания, переработанные поздними складчатостями; 2 — карелиды; 3—10 — поздние байкалиды континентальной (3) и переходной (4—10) зон: 4 — синклиории, предполагаемые по геофизическим данным, 5 — то же, по геологическим, 6 — области развития куполов, предполагаемые по геофизическим данным, 7 — то же, по геологическим, 8 — область переходной зоны с неясной структурой, 9 — вендско-кембрийские (?) молассы, 10 — вендские липариты вулканоплутонического комплекса; 11 — палеозойская эвгеосинклиналь; 12 — западная граница палеозойской эвгеосинклинали; 13 — западная граница палеозойской складчатости; 14 — западная граница эвгеосинклинали байкалид; 15 — границы карелид и байкалид; 16 — геологические границы под чехлом и на поверхности; 17 — глубокая скважина, вскрывшая фундамент Большеземельской тундры



антиклинория. Примерно по Уле-Велсовской синклинали проходит ее граница с эвгеосинклинальными комплексами доуралид, слагающими северную часть Вогульского антиклинория. На Южном Урале к эвгеосинклинальным сериям доуралид, возможно, относятся метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы максотовского комплекса, обнажающиеся в ядре Уралтауского антиклинория [Добрецов, 1970; Ленных, 1974]. В этом случае граница эв- и миогеосинклинальной зон имеет на рассматриваемом отрезке близкое к меридиональному простирание.

Севернее Полодова кряжа эта граница по аэромагнитным данным образует изгиб в северо-западном направлении и прослеживается западнее меридионального отрезка р. Печоры до Печорской гряды. Далее граница отворачивает на северо-запад вдоль Печорской гряды. Таким образом, граница эв- и миогеосинклинальных зон доуралид севернее Башкирского антиклинория становится дискордантной по отношению к долготным структурам Урала.

Анализ внутренней структуры эвгеосинклинальной зоны доуралид показывает, что для этих структур характерен сложный рисунок с преобладающими северо-западными простираниями [Перфильев, 1968; Пучков, 19756]. Эти структуры срезаются под углом главной структурной границей уралид — границей эвгеосинклинали Восточного склона (рис. 2), имеющей долготное (а на севере — северо-восточное простирание). Судя по магнитным данным, южнее Башкирского антиклинория допалеозойские структуры также отклоняются от уральских, приобретая юго-западное простирание [Журавлев, 1972]. Однако идентификация этих аномалий со структурами доуралид не доказана, и существует мнение, что они отражают простирания дорифейских структур [Гафаров, 1972].

Комплексы уралид (миогеосинклиналиная зона) слагают большие площади на Западном склоне. По возрасту эти комплексы охватывают широкий возрастной интервал отложений от нижнего ордовика до карбона включительно. Во всех случаях миогеосинклиналиные отложения залегают с резким угловым и азимутальным несогласием на структурах доуралид и согласно перекрываются орогенными молассаами Предуральского краевого прогиба. Основание моласс (и соответственно верхняя возрастная граница миогеосинклиналиных серий) омолаживается с востока на запад, вкрест простираия зоны. На востоке эта граница соответствует основанию среднего карбона, на западе — основанию кунгурского яруса нижней перми.

По формационному типу отложений выделяются две продольные подзоны — западная (внешняя), где преимущественным развитием пользуются карбонатные и терригенные мелководные породы, и восточная — с широким развитием глубоководных сланцев [Херасков, Перфильев, 1963; Херасков, 1967; Перфильев, 1968; Пучков, 1973а, б; 1975б].

Западная подзона характеризуется развитием шельфовых отложений, неотличимых от формаций платформенного чехла Русской плиты; формационный ряд этой подзоны в общем случае начинается олигомиктовыми (существенно кварцевыми) песчаниками (фалаховая формация, по Келлеру). Выше лежащий комплекс отложений был выделен Н.П. Херасковым [1967] под общим названием западноуральской карбонатной надформации. Это целая группа парагенетически связанных платформенных формаций, где формации слоистых и рифогенных известняков расслаиваются такими характерными формациями, как доманиковая (битуминозные известняки, глинистые и кремнистые сланцы D_3^2), кварцевых песчаников (такатинская свита $D_1-D_2^1$), угленосная (кизиловская свита C_1V_{1-2}).

Доорогенные палеозойские отложения западной подзоны представляют собой непосредственное продолжение платформенного чехла Русской плиты, захваченного поздневарисийской (триасовой) складчатостью меридионального простираия [Г.А. Смирнов, 1957; Перфильев, 1968; Шербаков, 1969; Ю.Д. Смирнов и др., 1971; Пучков, 1975б]. Помимо прямого тождества разрезов с разрезами смежной части платформы об этом свидетельствует тот факт, что структуры Русской плиты непосредственно продолжаютя в пределы Западной подзоны. К ним относятся такие частные структуры как Печорский грабен и Камско-Кинельский прогиб, имеющие северо-западное простираие [Пучков, 1975б], Верхне-Ильмское поднятие северо-западного простираия [Перфильев, 1968] и др. Такие крупные платформенные структуры, как Печорская и Прикаспийская экзогональные впадины [Журавлев, 1972], также прослеживаются в западную подзону.

Однако наряду с фацальной зональностью, прямо продолжающей платформенные конседиментационные структуры, в западной подзоне намечается поперечная зональность, связанная со структурами уральского меридионального простираия. В восточном направлении увеличивается мощность отложений и полнота разреза [Г.А. Смирнов, 1971; Атлас..., 1972]. Особенно отчетливо это можно проиллюстрировать на примере Башкирского антиклинория Южного Урала. На западном крыле, непосредственно на отложениях доуралид, лежат эйфельские песчаники (фалаховая формация) такатинской свиты, которые выше сменяются породами западноуральской надформации.

Восточнее, на южном периклинальном замыкании Башкирского антиклинория, в бассейне широтного течения р. Белой разрез уралид начинается силурийскими терригенными и терригенно-карбонатными отложениями [Ожиганов, 1955], залегающими на рифейских толщах. Еще восточнее, на восточном крыле Башкирского антиклинория на комплексах доуралид залегают уже верхнеордовикские песчаники фалаховой формации [Казанцева, 1970а]. Одновременно с наращиванием разреза вниз, при движении на восток, в выше лежащих отложениях западноуральской надформации уменьшается роль терригенных пород, которые замещаются известняками.

Закономерное изменение фаций и мощностей в восточном направлении свидетельствует о том, что западная подзона в нижнем – среднем палеозое представляла собой погружающийся на восток край Русской плиты.

Восточная – сланцевая – подзона миегосинклинали прослеживается в виде отдельных тектонических фрагментов. К ним относятся северное крыло Пайхойского антиклинория и Лемвинский аллохтон Полярного Урала, Малопечорский аллохтон на Северном Урале, отдельные пластины Нязепетровского и Сакмарского аллохтонов и среднепалеозойские толщи западного крыла Уралтауского антиклинория.

В.Н. Пучков [1974], основываясь на сходстве разрезов в этих фрагментах, подтвердил первичную непрерывность глубоководной сланцевой зоны (батиклинали, по его мнению). Строение сланцевой зоны рассмотрено в работах Д.Г. Ожиганова [1955], В.Н. Устрицкого [1961], К.Г. Войновского–Кригера [1966, 1967], Н.П. Хераскова [1967], А.С. Перфильева [1968], Т.А. Казанцевой [1970], В.С. Енокияна [1971а] и В.Н. Пучкова [1975а, 1976б]. Разрез сложен преимущественно тонкообломочными (алевролитах, глинистые сланцы) терригенными породами, кремнистыми сланцами и кремнями. В той или иной степени с ними ассоциируют глинистые тонкослоистые (иногда пелльчатые) известняки. Алевролиты и мелкозернистые песчаники обогащают нижние части разреза (грубинская и качамыльская свиты ордовика Лемвинской зоны, ордовикские отложения восточного крыла Зилаирского синклинория). Иногда породы этого разреза приобретают черты турбидитов (ритмичная слоистость и пр.). Мощность ордовикских отложений превышает 1000 м. Вышележащие силурийские, девонские и каменноугольные (на юге Урала только силурийско–франские) отложения почти не содержат обломочных пород алевролитовой размерности. Мощность пород не очень велика (например, весь разрез силура не превышает 150 м). Для всех этих отложений доказывається глубоководная обстановка осадконакопления [Войновский–Кригер, 1967]. На севере Урала (Лемвинская зона, Пайхойский антиклинорий) глубоководные сланцы расслоены толщей мелководных кварцевых песчаников и алевролитов с линзами конгломератов, глинистых и кремнистых сланцев (пагинская свита и ее аналоги D₁) [Енокиян, 1971б; Пучков, 1975а]. В.Н. Пучков справедливо рассматривает ее в качестве аллохтонной формации (в понимании Н.П. Хераскова), вклинивающейся из западной подзоны.

Важно подчеркнуть следующее, хотя породы восточной подзоны часто вплотную соприкасаются с эвгеосинклинальными формациями Восточного склона, в них совершенно отсутствуют обломки эвгеосинклинальных пород, а имеющийся обломочный материал имеет западное происхождение.

Верхняя часть разреза западной подзоны сложена флишевыми сериями большой мощности, нередко граувакковыми (начиная с фаменского яруса девона на Южном Урале и с визейского яруса карбона на севере Урала). Эта формация тесно связана с эвгеосинклинальной зоной и будет рассмотрена в соответствующем разделе.

В составе краевых аллохтонов (Сакмарский, Нязепетровский), наряду с пластинами эвгеосинклинальных пород, выделяются пластины средне–верхнеордовикских и силурийских образований, сходных с разновозрастными толщами, рассмотренными выше [Ильинская и др., 1972; Руженцев, 1972; Смирнов, 1972; Смирнов, Беллавин, 1974]. Отличие заключается в появлении туфов и туффигов плагиолипаритов в среднеордовикских отложениях и почти исключительно фтанитовый и кремнисто–сланцевый состав силурийских образований. Можно предположить, что в этих структурах сохранились реликты фаций, первично располагавшихся восточнее лемвинских и их аналогов.

В большинстве случаев породы сланцевой подзоны надвинуты на платформенные серии западной подзоны. Только на Пай–Хое между ними сохранились непосредственные фациальные переходы. Ширина переходной зоны не превышает 10–15 км [Енокиян, 1971б].

Основание комплекса формаций сланцевой подзоны в большинстве случаев не видно. Только в Лемвинской зоне доказывається, что ордовикские отложе-

ния этой подзоны с несогласием и базальными конгломератами залегают на доордовикских сериях доуралид [Перфильев, 1968; Пучков, 1975а].

Палеотектонический анализ миогеосинклинали зоны Западного склона Урала и сравнение этой зоны с современными структурами позволило В.Н. Пучкову [1973б] сказать, что миогеосинклиналь хорошо сопоставляется с окраинными современными океаническими структурами Атлантического типа. При этом западная (внешняя) подзона отвечает шельфу края Восточно-Европейского континента, а внутренняя (сланцевая) подзона сопоставляется с континентальным склоном и подножием. Такой вывод коррелируется с представлением об океанической природе эвгеосинклинали Восточного склона Урала и хорошо объясняет основные закономерности строения, фациальные соотношения и литологические особенности формаций миогеосинклинали. Некоторые различия (например, большая роль обломочного материала в отложениях Атлантического континентального склона) вполне понятны, если учесть высокий уровень стояния современных континентов по сравнению с Восточно-Европейским палеоконтинентом, восточная часть которого в среднем палеозое была погружена под уровень моря.

ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА ВОСТОЧНОГО СКЛОНА

КОМПЛЕКСЫ МЕЛАНОКРАТОВОГО ОСНОВАНИЯ

Вслед за М.С. Марковым [1975] под меланократовым основанием эвгеосинклинальных серий мы понимаем гипербазиты, габброиды и амфиболиты, на которых, как предполагается, накапливались вулканогенно-осадочные формации эвгеосинклинали. В большинстве случаев эти образования сильно тектонизированы и отделены разломами от вмещающих пород. Однако в некоторых местах устанавливаются крупные тектонические пластины, нижняя часть которых сложена гипербазитами и габброидами меланократового основания, а верхняя — вулканогенно-осадочными толщами. Классический пример такой пластины — южная часть Полярного Урала.

По набору и взаимоотношению пород и характеру тектонической переработки можно выделить три основные разновидности комплексов меланократового основания. Первая из них — крупные целикомые блоки, где в относительно ненарушенных взаимоотношениях наблюдается вся гамма пород от гарцбургитов внизу, через габброиды, до метавулканитов вверху. К этому типу относятся крупные массивы альпинотипных гипербазитов (дунит-гарцбургитовая формация, по Штейнбергу [1961]) и связанные с ними габброиды. Вторая группа представлена также целикомыми массивами дунит-пироксенит-габбрового (платиноносного) комплекса. Третью группу составляют полностью тектонизированные породы меланократового основания, представляющие собой серпентинитовые меланжи различного типа (рис. 3).

АЛЬПИНОТИПНЫЙ (ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВЫЙ) КОМПЛЕКС
И СВЯЗАННЫЕ С НИМ ГАББРОИДЫ И МЕТАБАЗИТЫ

К этой группе относятся крупные массивы, расположенные в западной части эвгеосинклинальной области (Войкарский, Хабаровинский, Кемпирсайский и др.).

Войкарский массив

Войкарский гипербазитовый массив, самый крупный на Урале, вытянут в северо-восточном направлении и имеет протяженность в длину 180 км при максимальной ширине до 20 км. В геологической литературе он известен под названием Войкаро-Сыньинского массива. Под этим названием обычно понимают только гипербазиты. Габброиды, обрамляющие на всем протяжении массив с юго-восточной и, частично, с северо-западной стороны, не включают в состав массива, что представляется неверным. Гипербазиты и габброиды представляют собой фрагмент основания зеленокаменных толщ и связаны между собой генетически. Поэтому в настоящей работе под названием Войкарский массив понимается весь комплекс гипербазитов и связанных с ними габброидов.

Гипербазито-габбровые комплексы Полярного Урала изучались многими исследователями [Алешков, 1929; Заварицкий, 1932, 1941; Падалка, 1936, Виноградская, 1954; Морковкина, 1967; Молдаванцев, 1973; и др.]. В по-

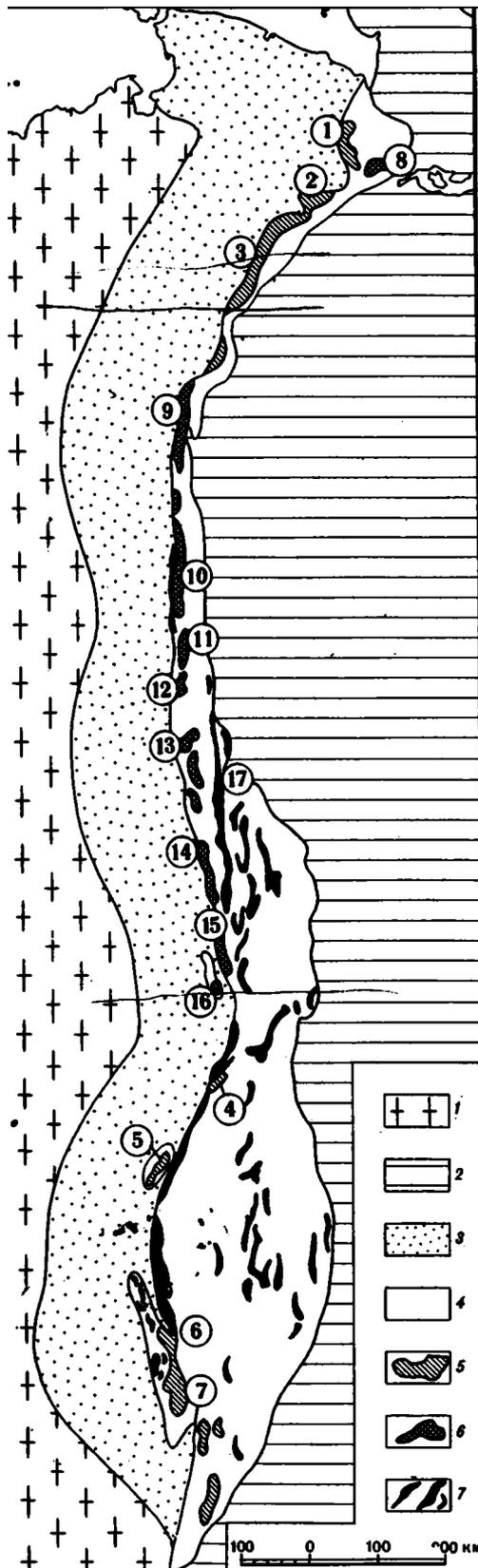


Рис. 3. Схема размещения главных массивов пород меланократового основания

1 - Русская плита; 2 - мезозойско-кайнозойские отложения Западно-Сибирской плиты; 3 - миогеосинклиналь и краевой прогиб; 4 - эвгеосинклиналь; 5 - альпийские дунит-гарбургитовые массивы и связанные с ними габброиды; 6 - дунит-пироксенит-габбровые (платиноносные) массивы; 7 - серпентинитовые меланжи с отдельными блоками пород альпийской ассоциации. Цифры на карте обозначены массивы: 1 - Сьум-Кеу, 2 - Рай-Из, 3 - Войкарский, 4 - Нуралинский, 5 - Кракинские, 6 - Хабарнинский, 7 - Кимперсайский, 8 - Масловский, 9 - Харасюрский, 10 - Чистопский, 11 - Ивдельский, 12 - Денежин Камень, 13 - Кытымский, 14 - Тагильский, 15 - Ревдинский, 16 - Суроямский, 17 - Серовско-Маукский пояс

следние годы наиболее подробно габброиды массива были исследованы Г.Н.Савельевой [1973] и А.А.Савельевым [1974]. Габброиды массива наиболее полно описаны в работе В.Ф.Морковкиной [1967].

Войкарский массив на Полярном Урале разграничивает мио- и эвгеосинклинальные области, залегающая в основании тектонической пластины, сложенной эвгеосинклинальными образованиями (рис. 4, см. вкл.). Массив представляет сложную антиклинальную складку, запрокинутую на северо-запад. Гарбургиты слагают ядро этой складки, а габброиды - ее крылья. Подробнее структура массива и его положение в общей структуре будут рассмотрены ниже.

Разрез массива начинается дунит-гарбургитовым комплексом, детальное описание которого можно найти в работе Г.Н.Савельевой [1973] и А.А.Савельева [1974]. Г.Н.Савельева считала, что дуниты в этом комплексе занимают нижнее положение. Однако анализ общей структуры массива, образующего ядро антиклинальной складки, заставляет отказаться от такого предположения.

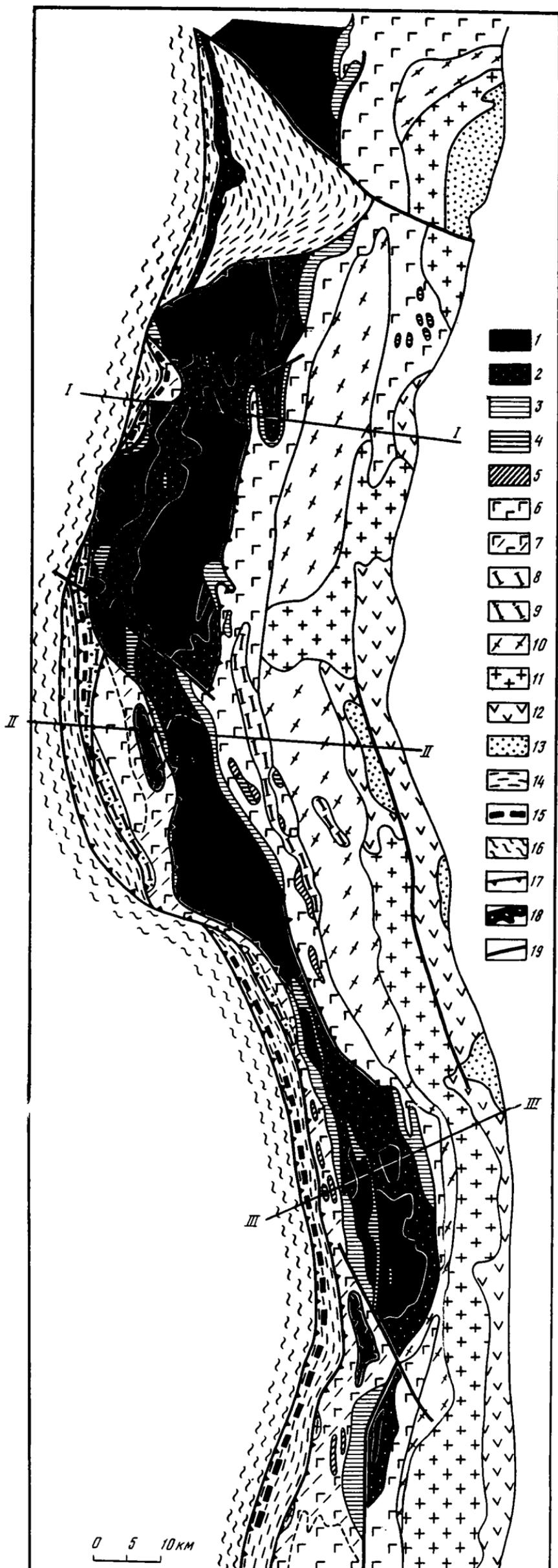


Рис. 4. Геологическая карта Войкарского массива (составлена по данным В.Ф. Морковкиной, А.А. Савельева, Г.Н. Савельевой, В.Н. Пучкова и автора)

Комплексы меланократового основания (1-9): 1 - дунит-гардбургитовый, 2 - оливин-антигоритовые гнейсы (войкариты), 3 - дунит-верлит-клинопироксенитовый (полосчатый), 4 - изолированные тела дунитов, 5 - то же, пироксенитов в габброидах, 6 - габброиды, 7 - алогаббровые гранатовые амфиболиты и бластомилониты, 8 - аподиабазовые амфиболиты, 9 - гранатовые амфиболиты неясной природы. Эвгеосинклинальные комплексы (10-15): 10 - плагиограниты и плагиогнейсы, 11 - гранодиориты, 12 - силурийско-девонские вулканиты, 13 - среднедевонские вулканогенно-осадочные породы, 14 - нижне-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные толщи преимущественно зеленосланцевой формации метаморфизма, 15 - зоны глаукофановых сланцев, местами с эклогитами; 16 - палеозойские отложения континентального склона, местами с докембрийским фундаментом. Структурные элементы (17-19): 17 - шарьяжи, 18 - шарьяжи с серпентинитовым меланжем, 19 - прочие знаки. I-I, II-II, III-III - линии профилей

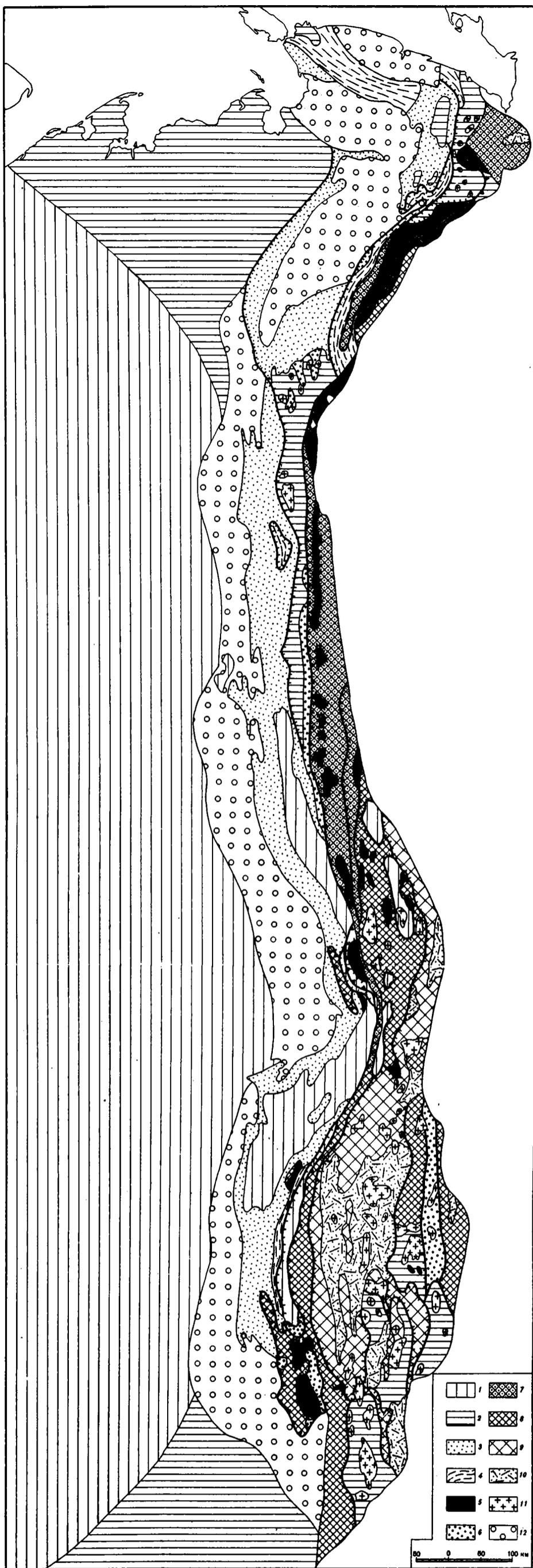


Рис. 23. Основные структурно-формационные зоны эвгеосинклинальной области

Области и блоки с докембрийским возрастом континентальной коры (1-4): 1 - область с дорифейским возрастом, 2 - область с рифейским возрастом континентальной коры или гранито-метаморфического слоя, 3 - палеозойские отложения шельфа, 4 - палеозойские отложения континентального склона и подножия. Области с верхнепалеозойским возрастом континентальной коры (эвгеосинклинальная зона): 5 - породы меланократового основания, 6 - рифтогенные комплексы, 7 - Тагильская зона (смена океанической стадии переходной в раннем силуре), 8 - Западная и Восточная зоны (смена океанической стадии переходной в конце силура), 9 - Осевая зона (смена континентальной стадии переходной в середине девона), 10 - комплексы предконтинентальной стадии; 11 - граниты; 12 - молассы верхнего палеозоя

В основании разреза залегают преимущественно гарцбургиты, содержащие многочисленные тела и жилы дунитов. Вверх по разрезу, ближе к перекрывающим дунитам, количество таких дунитовых тел и секущих жил увеличивается, и они образуют до 20–50% в общей массе пород. Гарцбургиты в этих случаях слагают угловатые блоки среди пересекающихся дунитовых жил. Г.Н. Савельева приводит ряд петрографических и геологических доказательств метасоматической природы дунитовых жил в гарцбургитах.

Гарцбургиты обычно имеют полосчатую текстуру, обусловленную неравномерным распределением энстатита. Мощности полос достигают 1–1,5 см. Нередко наблюдаются линейные структуры, выраженные вытянутыми зернами энстатита или цепочками хромшпинелидов.

Г.Н. Савельева отмечает, что полосчатость в гарцбургитах очерчивает реликты крупных конфокальных структур, в целом вытянутых вдоль простирания массива. Однако, по данным того же автора, эти структуры нередко дискордантны к границам массива, и во всяком случае, заведомо дискордантны по отношению к вышележащим "слоям" гипербазито-габбрового комплекса. Как отмечает А.А. Савельев, даже в тех случаях, когда полосчатость в плане параллельна вышележащим комплексам, она резко отличается по углам падения от падения вышележащих пород. В частности, в бассейне р. Пай-Ера эта полосчатость имеет северо-восточное простирание, такое же, как и простирание вышележащих габброидов и перидотитов. Однако в отличие от последних, имеющих юго-восточные, сравнительно пологие падения, полосчатость в гарцбургитах имеет очень крутое юго-восточное или даже северо-восточное падение. Природа полосчатости в гарцбургитах и характер структур, образованных этой полосчатостью, требуют, несомненно, дополнительного изучения. Подчеркнем лишь, что полосчатость в гарцбургитах дискордантна по отношению к общей стратификации гипербазито-габбрового комплекса.

Петрографически, по данным Г.Н. Савельевой, гарцбургиты представляют собой оливин ($Fa_{8,4-9,1}$)-энстатитовую ($Fa_{8,5-9,0}$) породу с очень небольшой примесью диопсида и хромшпинелида. Степень серпентинизации гарцбургитов не превышает 60–70%, причем характерно, что во многих случаях серпентин представлен только α -хризотилом, и серпентинизация не сопровождается выделением магнетита. Видимая мощность гарцбургитов более 3 км.

Дуниты, залегающие структурно выше гарцбургитов, во всегда образуют сплошной "пласт". Нередко, особенно по восточному обрамлению гарцбургитов, дунитовая полоса пережимается и исчезает. Причина такого пережатия не совсем ясна, возможно, здесь играют роль последующие деформации, но не исключено также, что дунитовый "пласт" и первично не имел повсеместного распространения. Эта часть разреза сложена крупнозернистыми дунитами [Савельева, 1973]. Железистость оливина ($Fa_{8,8-8,9}$) несколько ниже, чем оливинов гарцбургитов. Степень серпентинизации та же, что и в гарцбургитах. Мощность дунитового "пласта" достигает примерно 300 м.

Породы дунит-гарцбургитового комплекса испытали целый ряд преобразований. Самый ранний из этих процессов — процесс α -хризотиловой серпентинизации, что Г.Н. Савельева объясняет глубиной переработкой гипербазитов до их перемещения в верхние горизонты коры.

Наиболее важный процесс — процесс образования по дунитам и гарцбургитам своеобразных пород, описанных под названием войкариты [Савельев, Савельева, 1969; Савельева, Савельев, 1970; Савельева, 1973]. Войкариты представляют собой оливин-ангигоритовые породы, формирующиеся за счет серпентинизированных гарцбургитов и дунитов. Эти породы имеют отчетливую кристаллизационную сланцеватость, и их образование, по мнению Г.Н. Савельевой, происходило в условиях повышенных давлений (стрессового типа) при температурах эпидот-амфиболитовой фации (порядка 600°C). Г.Н. Савельева полагает, что войкариты формируются до образования метасоматических пироксенов и габброидов полосчатого комплекса. Такое предположение, как мне представляется, не имеет строгого доказательства. Как видно из карты (см. рис. 4), поля войкаритов на юге массива захватывают и породы полосчатого комплекса.

Вышележащий перидотит-габбровый полосчатый комплекс, как отмечалось, может залегать на дунитах или непосредственно на гарцбургитах. С подстилающими породами он связан постепенными переходами. Наиболее полные разрезы наблюдались нами совместно с А.Б. Дергуновым в верховьях р. Восточная Пай-Ера. Комплекс представляет собой чередование клинопироксенитов, верлитов, меланократовых оливин-клинопироксеновых и клинопироксеновых габбро и дунитов. Можно видеть все переходы между этими разновидностями. В целом, намечается некоторая генеральная направленность в строении разреза полосчатого комплекса. В нижней части преобладают верлиты и клинопироксениты. Габброиды образуют отдельные линзовидные и секущие широкообразные тела. Довольно часто эти крупнозернистые породы имеют пегматоидный облик. Вверх по разрезу постепенно увеличивается роль габброидов, которые приобретают четкую полосчатую текстуру. В этой части разреза в основном распространены габброиды, пироксениты и дуниты. В отличие от нижней части разреза встречающиеся здесь дуниты имеют повышенную железистость оливинов [Морковкина, 1967]. Наряду с такими дунитами в верхах разреза полосчатого комплекса встречаются линзообразные и жиллообразные тела серпентинизированных дунитов с обычными магнезиальными оливинами.

По своему строению полосчатый комплекс представляет собой частое чередование слоев и линз пород разного состава, связанных между собой постепенными переходами или с резкими границами. Мощность слоев и линз пород разного состава колеблется от первых сантиметров до 10-15 м. Обычно слой довольно быстро выклинивается по простиранию (через 100-200 м) и представляют собой сильно вытянутые линзы. Однако некоторые слои прослеживаются на 2-3 км. Полосчатость в габброидах обусловлена обычно неравномерным распределением плагиоклазов и пироксенов, причем ширина полос колеблется от первых сантиметров до 1-1,5 м. В работе В.Ф. Морковкиной приводятся детальные описания разрезов пород полосчатого комплекса, развитого к западу и востоку от дунитов и гарцбургитов массива. Отметим только, что в породах полосчатого комплекса очень широко развиты структуры будинажа, складки волочения и складки течения. Эти структуры течения и тектонического разлинзования сложены породами с гранобластовым минеральным агрегатом и часто образуют реакционно-метасоматические соотношения между породами разного состава по всему ограничению будин. Будины серпентинизированных перидотитов окружены пироксенитовой реакционной оторочкой. Все это говорит о том, что структуры тектонического разлинзования возникли до или одновременно с формированием наблюдающегося минерального парагенезиса, а не после этого.

Коротко остановимся на характере вторичных изменений в породах полосчатого комплекса. Как уже отмечалось, породы полосчатого комплекса прослеживаются вдоль юго-восточного и северо-западного обрамления гарцбургитов массива, слагая две разобщенные полосы, разделенные породами дунит-гарцбургитового комплекса. Как показали исследования В.Ф. Морковкиной [1967], Г.С. Савельевой [1973], а в самое последнее время исследования А.А. Ефимова, А.Б. Дергунова и автора, вторичные метаморфические изменения проявлены по-разному в породах северо-западной и юго-восточной полос. Для юго-восточной полосы характерна амфиболитизация пород, при которой пироксены габброидов и пироксенитов частично или полностью замещаются амфиболами и происходит раскисление плагиоклазов. Однако эти процессы не захватывали всего полосчатого комплекса.

Северо-западная полоса пород полосчатого комплекса подверглась значительно большим наложенным метаморфическим процессам и, что самое главное, судя по минеральным ассоциациям, эти процессы протекали в условиях достаточно интенсивных напряжений.

Детальные разрезы полосчатого комплекса северо-западной полосы приведены в работах В.Ф. Морковкиной и Г.Н. Савельевой. Габброиды в этой полосе превращены в амфиболиты, нередко с гранатом (альмандин-пиропового ряда). Синкинематические гранатовые амфиболиты, развивающиеся по габброидам,

несут следы интенсивного пластического течения и включают нередко затянутые блоки измененных гипербазитов. Пироксениты в этой полосе чаще всего превращены в горнблендиты и амфиболовые сланцы, также содержащие гранат. По-видимому, с этим же процессом связано образование гранат-амфибол-ционитовых (апогаббровых?) пород. В целом можно уверенно говорить, что северо-западная полоса пород полосчатого комплекса претерпела интенсивный наложенный метаморфизм амфиболитовой фации в условиях отчетливо проявленных стрессовых напряжений.

Происхождение пород полосчатого комплекса трактовалось по-разному [Алешков, 1929; Заварицкий, 1932]. После детальных исследований В.Ф. Морковкиной [1967], по-видимому, не остается сомнения в метасоматической (немагматической) природе этих образований. К такому же выводу позднее пришли многие исследователи [Савельева, 1973; Молдавцев, 1973]. Действительно, во многих превосходных обнажениях можно наблюдать все стадии метасоматического образования клинопироксенов и основных плагиоклазов по ультраосновным породам, в результате чего образуется необычайно широкий спектр пород (верлиты, пироксениты, плагиоклазовые пироксениты, троктолиты, габбро), характерных для полосчатого комплекса. Серпентинизированные гипербазиты, при этом, рассматриваются В.Ф. Морковкиной и другими как реликты первичного гипербазитового субстрата, подвергшегося метасоматозу с привнесом Са и Al в условиях достаточно высоких температур и сравнительно низких давлений. Вопрос о первичном субстрате этих пород наиболее сложен и спорен и мы вернемся к нему после рассмотрения других, наиболее представительных массивов такого типа.

На метасоматические породы в дальнейшем наложился метаморфизм более низкой (амфиболитовой и зеленосланцевой фаций), который, как отмечалось, проявился различно в северо-западной и юго-восточной полосе пород полосчатого комплекса.

Вышележащий комплекс пород наиболее сложен по своему строению и наименее изучен. В полном виде он развит по юго-восточному краю массива. В целом его можно назвать комплексом габбро-амфиболитов. Этот термин был введен А.Н. Заварицким [1932] для сложного сочетания габбро, амфиболитизированных габбро и амфиболитов. Полигенность пород комплекса не вызывает сомнений, и поэтому такое название следует считать чисто рабочим термином, от которого можно будет отказаться после детального изучения габбро-амфиболитов.

В состав комплекса входят габброиды, не отличимые от габброидов полосчатого комплекса, амфиболовые и амфибол-пироксеновые габбро, нередко полосчатые, содержащие тела пироксенитов и серпентинизированных гипербазитов, амфиболиты разных генераций, реликтовые блоки метаморфизованных вулканогенных пород. Граница габбро-амфиболитов с породами подстилающего комплекса чисто условная. По существу, эта граница проводится по исчезновению частой перемежаемости габбро с дунитами и пироксенитами. Нижняя часть габбро-амфиболитового комплекса сложена амфиболитизированными габброидами, принципиально мало отличимыми от габброидов полосчатого комплекса.

Среди габбро встречаются редкие, иногда достаточно крупные (до 200-300 м по мощности и вытянутые на 1-2 км по простиранию) тела серпентинизированных гипербазитов, обычно в той или иной степени пироксенизированных (диопсидизированных), или клинопироксенитов. В ряде мест наблюдаются постепенные, через плагиоклазовые пироксениты, переходы от гипербазитов к габброидам, хотя нередки и резкие контакты. Габброиды обычно имеют массивное или полосчатое сложение, такситовые текстуры. Темноцветные минералы распределены крайне неравномерно. Характерны многочисленные линзовидные и неправильные по форме тела габбро-пегматитов с гигантскими зернами амфиболитизированного пироксена и плагиоклаза. В полосчатых разностях габбро наблюдаются сложные складки, иногда внутрiformационные залеченные разломы, складки течения и т.д.

Габброиды этой части разреза обычно амфиболитизированы и превращены в роговообманковые габбро с сохранившимися участками пироксенового габбро и реликтами амфиболитизированного пироксена в роговообманковых разностях. Степень амфиболитизации габброидов возрастает вверх по разрезу. Одновременно с амфиболитизацией плагиоклазы становятся более кислыми (до лабрадора). При этом характерные особенности текстуры (массивная или полосчатая) и деформации сохраняются. Общая структура пород, несмотря на полосчатую текстуру, остается мозаичной или гранобластовой, никаких признаков ориентированности в минеральном агрегате не наблюдается. Лишь в отдельных локальных зонах эти габброиды превращены в равномернозернистые амфиболиты с отчетливой линейностью минерального агрегата.

Породы верхней части разреза габбро-амфиболитового комплекса распространены по юго-восточному обрамлению массива. Эта часть разреза представлена роговообманковыми габбро такситового строения и амфиболитами, насыщенными многочисленными телами габбро-пегматитов. Характерная особенность пород, как отмечает В.Ф. Морковкина [1967], — быстрая изменчивость их текстур, количественноминерального состава и наличие среди них реликтовых участков и блоков диабазов и вулканогенных пород. При этом переходы между различными разностями габброидов и амфиболитов, равно как между габброидами и диабазами, бывают постепенными и резкими, но никаких контактовых явлений, свидетельствующих об интрузивной природе габбро, не отмечается. Характер этой части разреза хорошо виден в долине р. Лагорта-Ю. Диабазы, габбро-диабазы и диабазовые порфириты слагают здесь довольно широкую полосу. Эти гипабиссальные породы полностью сохраняют все характерные текстурные и структурные признаки и, по-видимому, могут рассматриваться как реликт комплекса параллельных даек. Действительно, здесь видны многочисленные дайки, прорывающие друг друга. Видны краевые зоны этих даек, олюженные диабазовыми порфиритами и афировыми диабазами, а осевые — габбро-диабазы. Никаких вмещающих эти дайки пород не видно. Несмотря на полное сохранение текстур и структур этих образований, по своим минеральным ассоциациям они отвечают амфиболитовой ступени метаморфизма и превращены в мелкозернистый гранобластовый роговообманково-плагиоклазовый агрегат. Только в порфириновых вкрапленниках иногда сохраняются реликты первичных минералов. Среди даек появляются неправильные тела, зоны, гнездообразные и жилообразные залежи крупнозернистых роговообманковых габбро и габбро-пегматитов. Состав амфиболовых габбро изофациален вмещающим породам, и они представляют собой участки избирательной перекристаллизации диабазов в тех же условиях амфиболитовой фации. Для этого этапа метаморфизма характерно отсутствие признаков стрессовых напряжений и тектонических движений в метаморфизируемой породе.

В случае полной перекристаллизации вмещающих пород образуются широкие поля амфиболовых габбро, которые без детального картирования не отличимы от амфиболитизированных габбро нижней части разреза комплекса. Этот метаморфизм затушевывает характер границы между габбро и диабазами.

В ряде мест можно наблюдать, что рассмотренные выше амфиболитизированные диабазы и роговообманковые габброиды в отдельных, иногда довольно широких зонах превращены в амфиболиты второй генерации, для которых характерна отчетливая линейность в расположении минеральных ассоциаций и равномернозернистая структура. Несомненна также синкинематическая природа амфиболитов второй генерации.

Мощность всего габбро-амфиболитового комплекса оценить трудно, так как внутренняя его структура не совсем ясна, однако, учитывая его крутое, в целом юго-восточное падение, эта мощность составляет не менее 6–8 км.

Определить раздельно мощность нижней (габбровой) и верхней (аповулканогенные амфиболиты и роговообманковые габбро) частей комплекса нельзя даже приблизительно. Это связано с тем, что граница между ними не может быть проведена даже на каком-либо ограниченном участке из-за явлений наложенного метаморфизма, стирающего различия в конечных продуктах. Судя

по разрезу на р. Лагорт-Ю, можно убедиться лишь, что ширина полосы, сложенной аподиабазовыми амфиболитами и роговообманковыми габбро, достигает 4 км и соответственно мощность этой части разреза может превышать 1000 м.

Породы, сопоставимые с габбро-амфиболовым комплексом, по-видимому, распространены также и северо-западнее гарцбургитов и полосчатого комплекса, где они слагают узкую, почти непрерывную полосу (см. рис. 4). Здесь все породы необычайно сильно метаморфизованы и выяснение их первичной природы очень затруднительно.

Непосредственно северо-западнее метаморфизованных пород полосчатого комплекса прослеживается полоса гранатовых амфиболитов. По данным В.Ф. Морковкиной [1967], амфиболиты содержат реликты габброидов и, по крайней мере частично, произошли за счет интенсивного их метаморфизма. К такому же выводу о апогаббровой природе гранатовых амфиболитов пришел В.В. Ленных (устное сообщение). Можно предположить, что эти габброиды отвечают нижней (габбровой) части разреза габбро-амфиболитового комплекса юго-восточной части массива. Однако для окончательного решения этого вопроса необходим детальный сравнительный анализ реликтовых блоков габброидов, заключенных в полосу гранатовых амфиболитов с габброидами юго-восточной части массива. Северо-западнее гранатовых амфиболитов фрагментарно прослеживается полоса метавулканитов основного состава и метаморфизованных осадочных пород. Эти породы вполне сопоставимы с верхней частью разреза габбро-амфиболитового комплекса юго-восточной полосы. Вулканогенно-осадочные породы в северо-западной полосе превращены в гранатовые амфиболиты, причем, как отмечалось в многочисленных работах [Молдаванцев, Перфильев, 1962; Молдаванцев, 1973; Савельева, 1973], степень метаморфизма быстро падает в северо-западном направлении. Породы амфиболитовой фации метаморфизма сменяются в этом направлении глаукофаносодержащими зелеными сланцами и далее на северо-запад сланцами пренит-пумпеллитовой фации метаморфизма.

Минералогические (гранатовые амфиболиты, глаукофановые сланцы и т.д.), текстурные и структурные особенности апогаббровых и аповулканических пород всеми исследователями связываются с интенсивными стрессовыми напряжениями, одновременными с процессами метаморфизма. В последнее время закономерности преобразования пород северо-западной метаморфической полосы были изучены В.И. Ленным, В.Н. Пучковым и автором (1978).

Структурно выше юго-восточной полосы габбро-амфиболитов габбро-амфиболитового комплекса располагаются плагиограниты и тоналиты, описанные в ряде работ [Морковкина, Луанова, 1953; Морковкина, 1967; Молдаванцев, 1973]. Мы не будем подробно останавливаться на строении плагиогранитного комплекса, а отметим лишь, что по данным Ю.Е. Молдаванцева, они имеют автохтонную (метасоматическую) природу. Автохтонный характер тоналитов с метадиабазами хорошо виден на р. Лагорте-Ю. На это же указывают многочисленные скиалиты основных вулканитов среди тоналитов, обнажающиеся на р. Лагорте.

Судя по скиалитам, в которых сохранились реликты первичной вулканической породы (вплоть до шаровой отдельности лав), плагиогранитизации подверглись вулканогенно-осадочные толщи.

Последовательность процессов формирования гипербазито-габбро-амфиболитовых комплексов Войкарского массива может быть намечена весьма приблизительно. Наиболее древние в этой ассоциации — породы дунит-гарцбургитового комплекса. Метасоматические габброиды, пироксениты и другие породы полосчатого комплекса дискордантно срезают структуры дунит-гарцбургитов. Никаких прямых данных о геологическом возрасте дунит-гарцбургитовой ассоциации нет.

Следующий этап — этап формирования пород полосчатого и габбро-амфиболитового комплекса. Исследователи, изучавшие эти образования, независимо от точек зрения на их природу, считают, что их формирование происходило в условиях высоких температур и сравнительно низких давлений. Мне кажется, что

с этим же этапом следует связывать амфиболитизацию диабазов и образование роговообманковых габброидов среди них. Напомним, что этот метаморфизм и "габброизация" проходили в термальных условиях амфиболитовой фации. Общим для этого этапа оказывается отсутствие каких бы то ни было признаков тангенциальных сжатий и связанных с ними стрессовых напряжений. Геологическое время проявления этих процессов прямыми данными не устанавливается. Альбито-флогопитовые жилы явно более поздние, чем породы полосчатого комплекса, и имеют абсолютный возраст 400 млн. лет [Морковкина, 1967]. Таким образом, эти процессы заведомо додевонские.

Следующий крупный этап преобразования пород рассматриваемого комплекса связан с интенсивным сжатием пород, появлением явно выраженных стрессовых напряжений, создающих в определенных зонах условия достаточно высоких давлений и соответственно синкинематических метаморфических преобразований пород. К этому этапу относятся амфиболиты второй генерации, формирующиеся по габброидам и аподиабазовым амфиболитам первой генерации, а также по вулканогенным породам, не захваченным более ранней амфиболитизацией.

Напомним, что синкинематический "стрессовый" метаморфизм проявился очень неравномерно. Если в юго-восточной полосе появляются только локальные зоны амфиболитов второй генерации, то в северо-западной полосе породы полосчатого комплекса, габброиды и эффузивы почти полностью превращены в амфиболиты второй генерации. Именно в этой полосе широко развиты гранат-содержащие разновидности амфиболитов и горнблендитов, которые северо-западнее сменяются глаукофановыми аповулканогенными сланцами. Все эти признаки указывают на существование резко повышенных давлений и стрессовых напряжений в период синкинематического метаморфизма. Можно предположить, что образование войкаритов по породам дунит-гарцбургитового комплекса связано с этим же этапом стрессовых напряжений. Напомним, что, по данным Г.Н. Савельевой, физико-химические условия формирования войкаритов вполне сопоставимы с условиями амфиболитового метаморфизма пород северо-западной полосы.

Наиболее сложен вопрос о времени синкинематического метаморфизма, которому помимо габброидов, в северо-западной полосе подвержены вулканогенные породы предположительно ордовикского или силурийского возраста. Н.В. Пучков обнаружил в линзе метаморфизованных известняков среди вулканитов остатки кораллов силурийского облика (устное сообщение). Галька гипербазитов, габбро-амфиболитов, амфиболитов и плагиогранитов отмечена в среднедевонских вулканогенно-осадочных отложениях юго-восточного обрамления массива [Лупанова, Маркин, 1964; Перфильев, 1968].

Некоторую информацию дает абсолютная геохронология (калий-аргоновый метод), однако количество цифр крайне ограничено, они получены в разных лабораториях и необходима осторожность в их интерпретации.

По слюдяным сланцам внешней части северо-западной полосы метаморфизма имеются единичные цифры абсолютного возраста порядка 450 млн. лет. В западной части дунит-гарцбургитовой полосы массива локально развиты жадеит-цоизитовые породы, которые, по мнению В.Ф. Морковкиной [1967], формировались в условиях, близких к условиям рассматриваемого метаморфизма. Эти породы пересечены альбит-флогопитовыми жилами с абсолютным возрастом флогопита порядка 400 млн. лет. Таким образом, имеются основания считать, что рассматриваемые процессы закончились к позднему силуру.

Не совсем ясно соотношение процессов синкинематического метаморфизма и плагиогранитизации. В.Ф. Морковкина полагает, что эти процессы взаимосвязаны, однако в некоторых местах (например, в долине р. Лагорта-Ю) видно, что плагиогранитные инъекции пересекают амфиболиты, вызывая в них окварцевание. Биотит из плагиогранитов имеет возраст в пределах 350-250 млн. лет, т.е. более молодой, чем указанный выше для метаморфизма северо-западной полосы. Разумеется, приведенные данные не могут однозначно говорить о более позднем, нежели метаморфизм, времени формирования плагиогранитов, но такая возможность не противоречит имеющимся фактам.

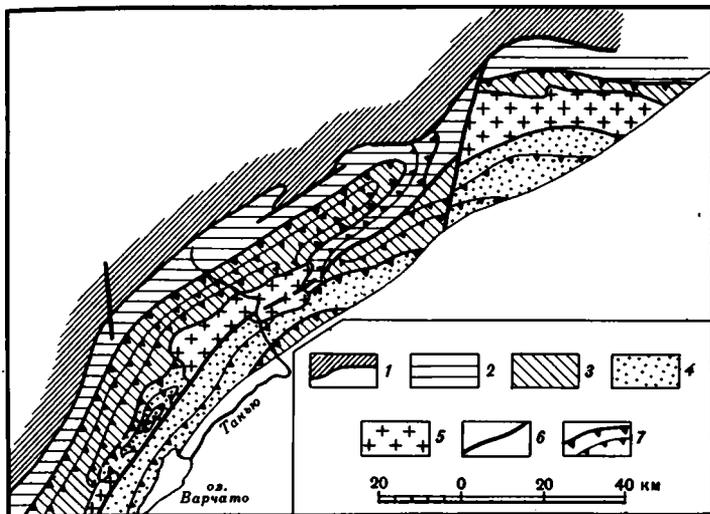


Рис. 5. Схема соотношения пород меланократового основания с вышележащими комплексами

1 - дунит-гарцбургитовый комплекс; 2 - полосчатый комплекс, габброиды и амфиболиты; 3 - тоналиты и плагиограниты; 4 - вулканогенно-осадочные толщи (S-D₂); 5 - гранодиориты; 6 - разломы; 7 - структурные линии

Структурное положение и внутренняя структура Войкарского массива изучены еще недостаточно. Специальные исследования структуры только начаты А.Б. Дергуновым и А.А. Савельевым.

Как хорошо видно из геологической карты (см. рис. 4), породы Войкарского массива (включая гипербазиты, габброиды и амфиболиты) слагают широкую полосу, разделяющую мио- и эвгеосинклинальные образования. При этом наблюдается в первом приближении полосовое строение самого массива с повторяющейся в плане конфигурацией полос. Не все полосы выдерживаются на площади, в ряде мест они прерываются за счет разломов разного типа, в других случаях такое выклинивание может быть первичным.

Породы полосчатого и габброидно-амфиболитового комплексов осложнены многочисленными и сложными мелкими складками, но генеральное моноклинальное погружение в юго-восточном направлении устанавливается достаточно отчетливо. Исключение представляет полосчатость в дунит-гарцбургитовом комплексе, которая, как отмечалось, дискордантна по отношению к залеганию пород полосчатого комплекса и габброидов. Однако в целом подстилающее тело гарцбургитов моноклинально погружается на юго-восток согласно с залеганием выше- и нижележащих пород.

Залегающие структурно выше породы плагиогранитного комплекса образуют полосу, параллельную полосам габброидов и гипербазитов и также, судя по гнейсовидным текстурам и элементам полосчатости, погружаются в юго-восточном направлении. Структурно выше плагиогранитов располагаются силурийские и девонские вулканогенно-осадочные отложения Войкарского зеленокаменного синклиория.

В северном направлении шарнир синклиория воздымается и вулканогенно-осадочные образования центриклинально замыкаются, приобретая почти широтное простирание. Восточная часть центриклинали перекрыта мезозойско-кайнозойскими породами, развитыми в пределах Западно-Сибирской низменности, но по геофизическим данным может быть прослежена с некоторой долей условности и дальше на восток.

В соответствии со структурой вулканогенно-осадочных пород плагиограниты и габброиды также приобретают в северной части широтное простирание (рис. 5) и погружаются в южном направлении под вулканогенно-осадочные серии.

Обнаженное крыло Войкарского синклинория осложнено крупной продольной складкой (северо-западнее оз. Варча-То) [Перфильев, 1968]. Вулканогенно-осадочные отложения здесь образуют асимметричную антиклиналь, северо-западное крыло которой оборвано крутым разломом типа взброса. Судя по трещинам кливажа, плоскость взброса имеет крутое северо-западное падение. К северо-западу от антиклинали обособляется Дзоля-Варчатинская синклиналь, северо-западное крыло и центриклинальное замыкание которой сложены силур-нижнедевонскими породами, а ядро среднедевонскими. Породы северо-западного крыла этой синклинали имеют пологое (до 30°) падение на юго-восток. В ядре синклинали породы залегают очень полого, часто почти горизонтально. Юго-восточное крыло, примыкающее к взбросу, круто наклонено в северо-западном направлении (до 60°).

На простираннии оси антиклинали севернее, по мере общего вздымания всей структуры, выходят породы габброидно-амфиболитового комплекса, к западу и востоку от которых развиты плагиограниты. По существу, здесь мы имеем дело с той же антиклинальной складкой в породах габбро-амфиболитового и плагиогранитного комплексов. Ядру этой антиклинали отвечает габброиды, а крыльям — плагиограниты, которые юго-восточнее погружаются под силур-девонские вулканогенно-осадочные образования. К оси этой антиклинали приурочена гранодиоритовая интрузия (рис. 5).

Восточнее обнаженной части Войкарского синклинория, в пределах Западно-Сибирской низменности, по данным гравиметрии и магнитометрии, выделяется крупная полоса предположительно габброидных пород, сходная по геофизическим параметрам с габброидами Войкаро-Сынгинского массива. По-видимому, в соответствии с общей структурой Войкарского синклинория, здесь расположена сопряженная с синклинорием антиклинорная структура, в ядре которой выходят габброиды, подстилающие зеленокаменные серии.

Совершенно ясно, что складчатые деформации, приведшие к образованию Войкарского синклинория, создавшие те или иные наклоны пластов вулканических образований, произошли в последевонское время, значительно позднее формирования гипербазитов, габброидов, амфиболитов и плагиогранитов. Полная конформность складчатой структуры в них со структурой слоистых вулканогенно-осадочных серий может объясняться только тем, что до деформации гипербазиты, габброиды и плагиограниты представляли субгоризонтальные "пласты", залегавшие параллельно с вулканогенно-осадочными породами и составляющие с ними единый разрез.

Таким образом, на Полярном Урале мы имеем дело с необычайно полным по мощности разрезом земной коры эвгеосинклинальной зоны. Следует подчеркнуть, что, в отличие от других районов, отдельные члены этого разреза связаны между собой переходами, и вся последовательность "напластования" мало нарушена последующими подвижками. Основание этого разреза представлено гипербазитами, габброидами, выше которых залегают плагиограниты; разрез венчается среднепалеозойскими отложениями.

Такая вертикальная последовательность в самом общем виде оказывается и возрастной. Действительно, самым древним членом (по времени становления) оказывается дунит-гарьбургитовый комплекс, моложе габбровый и еще моложе плагиогранитный.

Внутренняя структура гипербазитов и габброидов Войкарского массива изучена еще недостаточно. В целом массив представляет собой крупную изоклинальную антиклиналь, запрокинутую в северо-западном направлении [Дергунов, Молдаванцев, 1976]. В ядре антиклинали выходят породы дунит-гарьбургитового комплекса, а на крыльях габброиды и амфиболиты (рис. 6). Оба крыла этой антиклинали сохранились только в ее южной части. По направлению на юг ее шарнир погружается, и в бассейне р. Грубе-Ю габброиды и полосчатый комплекс образуют отчетливо периклинальное замыкание. В северо-западном крыле антиклинали выдерживается в перевернутом залегании разрез комплекса от дунит-гарьбургитов до амфиболитов и метаморфизованных вулкаников (рис. 6). Важно отметить, что плагиогранитный комплекс всякого кры-

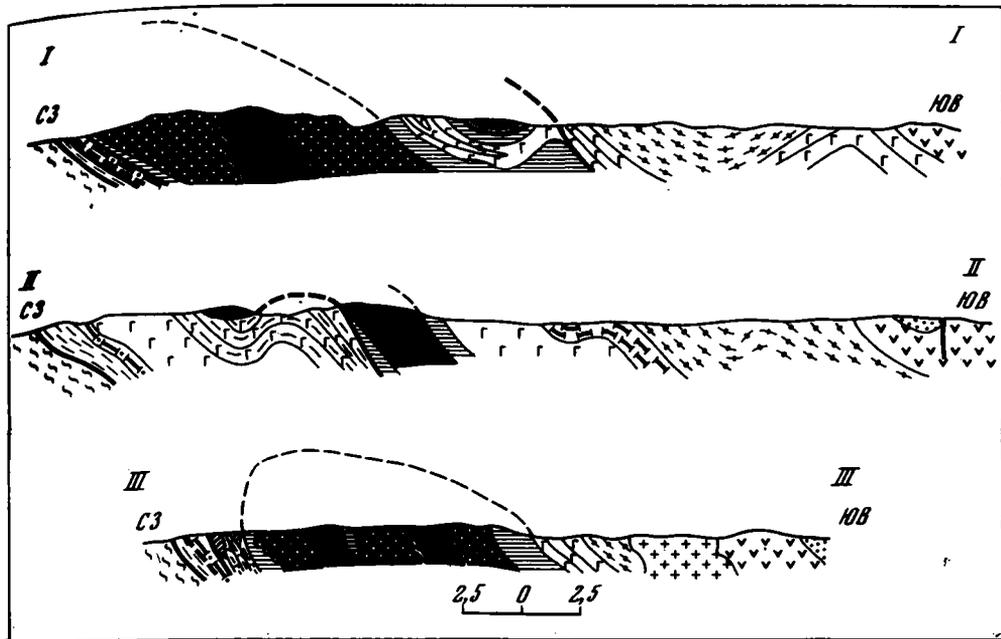


Рис. 6. Геологические разрезы через Войкарский массив
Условные обозначения и линии разрезов см. на рис. 4

ла практически отсутствует в лежащем (перевернутом) крыле этой антиклинали. Это обстоятельство может быть истолковано двояко: плагиограниты сорваны более поздним разломом или формирование плагиогранитов происходило уже после того, как гипербазиты и габброиды были смяты в складку.

Антиклинальная складка снизу (с северо-запада) ограничена поверхностью надвига, по которому гипербазиты, габброиды, амфиболиты и метаморфизованные вулканиты надвинуты на палеозойские толщи миогеосинклинальной зоны. При прослеживании в северном направлении видно, что этот надвиг постепенно срезает породы перевернутого крыла и появляются дополнительные надвиги (см. рис. 4). В расположенном севернее гипербазитовом массиве Рай-Из лежащее крыло полностью срезано, и дунит-гарцбургитовый комплекс вместе с вышележащими породами оказывается надвинутым далеко в глубь миогеосинклинальной зоны. В этом случае по северному контакту гипербазитов (непосредственно севернее рамки карты; см. рис. 4) и в их подошве появляется типичный серпентинитовый меланж, фиксирующий основание гипербазитовой тектонической пластины [Дергунов и др., 1975]. Очень важно, что в этом меланже заключены тектонические блоки гранатовых амфиболитов, не отличимых от пород лежащего крыла Войкарской складки.

Таким образом, по мере движения с юга на север мы переходим от запрокинутой на северо-запад изоклинальной антиклинали к тектонической пластине, основание которой сложено породами дунит-гарцбургитового комплекса.

Для выяснения генезиса Войкарской складки и истории ее формирования вернемся к особенностям метаморфических преобразований лежащего и высящего крыльев этой структуры. Выше отмечалось, что породы лежащего крыла отличаются метаморфическими преобразованиями, причем степень метаморфизма отчетливо нарастает по направлению к дунит-гарцбургитовому комплексу от зеленосланцевой до амфиболитовой фации метаморфизма. Судя по характеру минеральных ассоциаций, метаморфизм происходил в условиях резко повышенных (стрессовых) давлений [Добрецов, 1970; Савельева, 1973]. Судя по изменению магнезиальности амфиболов и эпидот-цоизитовых минералов и по увеличению пироповой составляющей гранатов к юго-востоку температурные

условия метаморфизма нарастают по направлению к гипербазитам, тогда как давление во всем метаморфическом поясе остается достаточно высоким. Висячем крыле складки синклинатический метаморфизм амфиболовой фации проявлен локально и здесь нет минеральных ассоциаций высоких давлений. Такая закономерность легко объясняется, если допустить, что рассматриваемый метаморфизм происходил одновременно с формированием складки.

В современной структуре Войкарская антиклиналь, как говорилось, представляет изоклиналиную складку, осевая плоскость которой погружается в юго-восточном направлении. Перекрывающие эту структуру девонские отложения, равно как и подстилающие ее палеозойские образования миогеосинклиналиной зоны, развитые северо-западнее, также имеют генеральное юго-восточное падение. Поскольку, как говорилось, складка сформировалась уже в додевонское время, для реставрации ее первоначальной формы необходимо исключить этот более поздний наклон. В таком случае мы приходим к выводу, что эта структура начала формироваться как типичная лежачая складка с субгоризонтальной осевой плоскостью. Современный ее характер объясняется последующим наклоном всех пород в процессе позднепалеозойских деформаций.

Войкарская антиклиналь изучена недостаточно, но уже сейчас можно сказать, что она не представляет собой единичной лежачей складки. Во всяком случае в ее висячем крыле существуют осложняющие складки того же типа.

В основании нижнего, лежащего крыла складки выходят серпентинизированные гарцбургиты. Вверх по разрезу они сменяются породами полосчатого пироксенит-верлит-габбрового комплекса, отдельные "пласты" которого имеют устойчивое юго-восточное падение под углами $50-70^{\circ}$. Ядро складки сложено габброидами с отдельными полоскообразными телами дунитов и пироксенитов. В верхнем, перевернутом, крыле складки последовательно повторяются и соответственно сначала выходят породы полосчатого комплекса, а затем гарцбургиты. Породы перевернутого крыла также имеют довольно крутое юго-восточное падение. По направлению на северо-восток шарнир складки воздымается, и здесь, в породах полосчатого комплекса фиксируется превосходное центриклинальное замыкание синклинали с нормальным юго-западным и западным падением пироксенитовых и дунитовых тел.

Лежачая складка в результате последующей деформации смята в простую синклинали с шарниром, погружающимся на север. Ядро этой синклинали сложено гарцбургитами перевернутого висячего крыла лежачей складки. В северо-восточном крыле вторичной синклинали из-под гарцбургитов вновь выходят на поверхность породы полосчатого комплекса, относящиеся к перевернутому крылу лежачей складки. В северо-восточном крыле вторичной синклинали из-под гарцбургитов вновь выходят на поверхность породы полосчатого комплекса, относящиеся к перевернутому крылу лежачей складки. Они имеют уже северо-западное падение. По-видимому, такие складки не исключение.

Все сказанное позволяет сделать некоторые выводы о становлении структуры рассматриваемых комплексов. На первых стадиях тангенциальное сжатие реализовалось в образовании гигантской лежачей складки. Вероятно, ее висячее крыло было осложнено целым каскадом лежачих складок второго порядка. Эти структуры в данном районе формировались, по крайней мере, уже в конце силура.

По мере дальнейшего горизонтального сжатия лежачая складка была сорвана по нескольким субгоризонтальным плоскостям, примерно параллельным осевой плоскости складки. Дальнейшее развитие заключалось в надвигании гигантской эвгеосинклиналиной пластины на миогеосинклиналиную область западного склона (или пододвигании последней под эвгеосинклиналиные образования). Фрагменты лежачей складки сохранились в нижней части эвгеосинклиналиной пластины. Эти однонаправленные движения продолжались очень долго, но с разной интенсивностью в разное время. Во всяком случае, на севере массива Рай-Из гипербазиты надвинуты даже на отложения нижнего карбона [Перфильев, 1966; Дергунов и др., 1975]. Надвигание сопровождалось деформациями другого типа, которые, по-видимому, продолжались и позднее, в верхнем

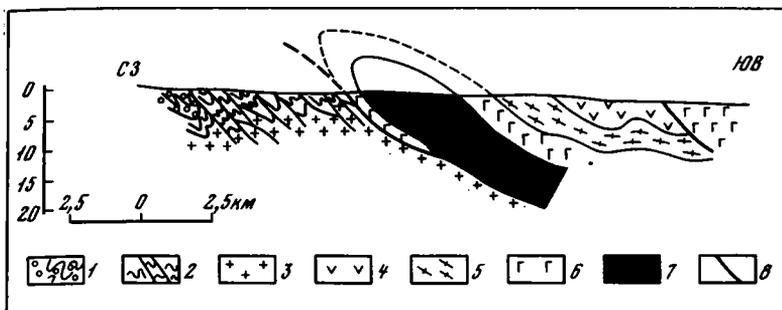


Рис. 7. Схематический геологический профиль через Войкарский массив и его обрамление

1 - верхний палеозой; 2 - сланцы миогеосинклинальной зоны (PZ₁₋₂); 3 - рифейско-вендский гранитно-метаморфический комплекс; 4 - вулканогенно-осадочные отложения (PZ₂); 5 - плагиограниты; 6 - габброиды, породы полосчатого комплекса и амфиболиты; 7 - дуниты и гарцбургиты; 8 - главные разломы

палеозое - нижнем мезозое. На рис. 7 показан принципиальный разрез, иллюстрирующий положение гипербазито-габбровых комплексов в общей структуре Полярного Урала. При составлении разреза учтены гравиметрические и магнитометрические данные, имеющиеся по этому региону.

В северной части Полярного Урала вдоль западного ограничения Шучинского зеленокаменного синклиория гипербазиты и габброиды слагают почти непрерывную широкую полосу (массивы Сьум-Кеу, Харче-Рузь и др). Эти образования описаны в ряде работ [Молдавцев, 1973; Буртман и др., 1974], однако нет монографического описания их, как это сделано В.Я. Морковкиной, А.А. Савельевым и Г.Н. Савельевой для Войкарского массива. Судя по имеющимся данным, разрез этой полосы сходен с разрезом, описанным выше. Дуниты и гарцбургиты приурочены к нижней части разреза, а его верхи сложены гипербазитами и амфиболитами. Ю.Б. Молдавцев приводит данные о метасоматической апогипербазитовой природе части этих габброидов, подвергшихся интенсивной амфиболитизации и частично превращенных в амфиболиты. Однако, в отличие от Войкарского массива, гранатовые и цоизит-гранатовые амфиболиты образуются и по габброидам, расположенным восточнее гипербазитов. Этот факт не может быть интерпретирован без детальных структурных исследований. Не исключено, что структура в этом районе очень сложная, и лежащее (перевернутое) крыло складки типа Войкарской выходит на поверхность и восточнее гипербазитов, которые в этом случае слагают бескорневые массивы сравнительно небольшой мощности. Это подтверждается магнитными и гравиметрическими данными.

Хабарнинский и Кемпирсайский массивы

Войкарский массив был описан в качестве примера альпинотипных гипербазито-габбровых комплексов, слагающих крупные массивы по границе эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной областей. Менее крупные, но все же достаточные по размерам целиковые массивы гипербазитов и связанных с ними габброидов встречаются и внутри зон, сложенных эвгеосинклинальными образованиями. Однако и в этих случаях они приурочены к так называемым краевым офиолитовым аллохтонам [Руженцев, 1974], представляющим крупные эвгеосинклинальные массивы, шарьированные далеко внутрь смежной платформенной или миогеосинклинальной области.

Разрез гипербазито-габбровых комплексов Хабарнинского и Кемпирсайского массивов принципиально мало чем отличается от разреза Войкарского мас-

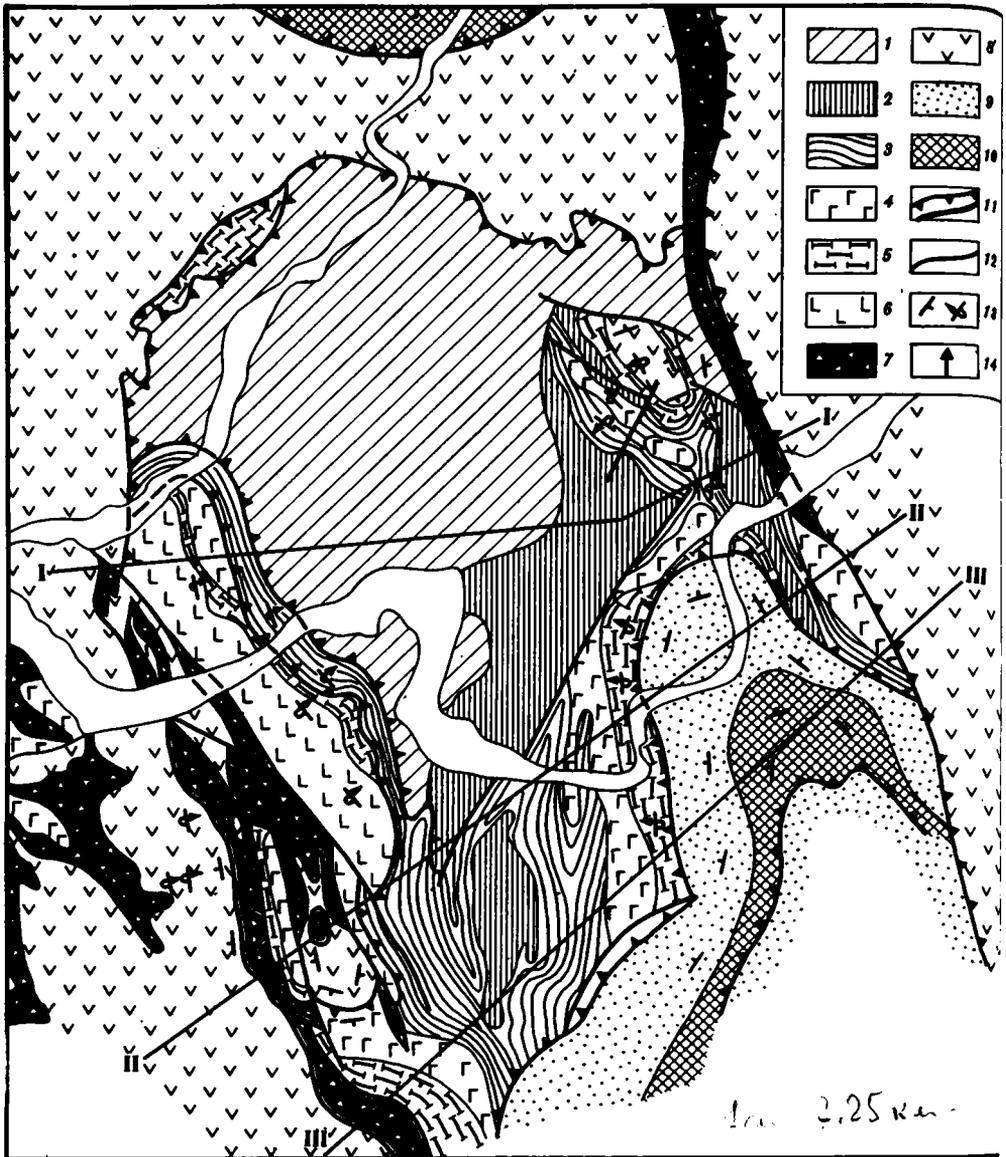


Рис. 8. Геологическая схема Хабаровинского массива (составлена по данным Б.И. Хворова, С.В. Руженцева, С.Г. Самыгина и автора)

1 - дунит-гарцбургитовый комплекс; 2 - дуниты; 3 - полосчатый (дунит-клинопироксенит-габбровый) комплекс; 4 - габброиды; 5 - амфиболиты; 6 - диабазы; 7 - меланж; 8 - силурийско-девонские вулканогенно-осадочные отложения; 9 - нижне-среднеордовикские отложения; 10 - доордовикские отложения; 11 - шарьяжи и надвиги (а - на рис. 8, б - на рис. 11); 12 - прочие разломы; 13 - элементы залегания; 14 - I-I, II-II, III-III - линий разрезов

сива. Поэтому мы не будем подробно его описывать, и остановимся лишь на некоторых особенностях, имеющих значение для решения тектонических вопросов.

Внутренняя структура Хабаровинского массива подробно будет рассмотрена ниже. Отметим лишь, что большая часть массива представляет собой перевёрнутое (лежачее) крыло крупной лежачей складки, и вся описываемая ниже последовательность пород наблюдается в перевёрнутом залегании. Соответст

венно нижний член разреза (гарбургиты) в большей части массива залегает структурно выше габброидов. Внутренняя структура Кемпирсайского массива неясна и последовательность здесь не аргументируется структурными данными, а принимается по аналогии.

В Хабарнинском массиве нижняя часть разреза представлена дунит-гарбургитовым комплексом (рис. 8). Все породы достаточно интенсивно серпентинизированы. Выделяется ряд генераций серпентинизации: альфахризотиловая, серпофит-альфахризотиловая, лизардитовая и антигоритовая [Варлаков и др., 1966]. Региональная альфахризотиловая и серпофит-альфахризотиловая серпентинизация имеет изохимический характер. По химическому составу серпентиниты отвечают гарбургитам (15-25% нормативного энстатитита при железистости оливина 8-9 мол. %) [Царицин, 1971]. Гарбургиты, составляющие основную часть комплекса, включают мелкие тела дунитов, имеющих с гарбургитами постепенные переходы. Оливины дунитов по железистости сопоставимы с оливинами гарбургитов. Видимая мощность комплекса 1000 м.

Вышележащий комплекс дунитов развит в основном в восточной части массива (рис. 8). Дуниты сильно серпентинизированы, причем, по мнению Е.П. Царицына, серпентинизация, возможно, не имеет изохимического характера. Железистость оливинов в них сопоставима с железистостью оливина в гарбургитах (8-10 мол.%). Остается неясной причина отсутствия дунитов по западному ограничению гарбургитового поля. Возможно, что дуниты первично не образовали единого "пласта", но не менее вероятно и вторичное, тектоническое его выклинивание в связи с надвигом, по которому гарбургиты несколько надвинуты на запад, и дунитовая зона полностью перекрыта. Этот разлом прекрасно наблюдается по правому борту балки Танатар (один из левых притоков широтного течения р. Урал) и прослежен на север почти до долины р. Урал.

В северо-восточной части массива дуниты включают в себя отдельные крупные тела клинопироксенитов, и остается неясным, развит здесь полосчатый комплекс, или по разломам совмещены равные части разреза массива. Это тем более правдоподобно, что в северо-восточной части массива структура явно осложнена дополнительными разломами.

Вышележащий полосчатый комплекс представляет собой линзовидно-полосчатое чередование дунитов, клинопироксенитов и габброидов. В южной части массива, где, судя по данным Б.И. Хворова (1974 г.), породы этого комплекса слагают большие площади, они обычно сильно изменены, габброиды и пироксениты амфиболитизированы, дуниты серпентинизированы и т.д. Однако все исследователи отмечают, что помимо пластообразных и линзовидных тел пироксенитов, габбро-верлитов и дунитов присутствуют также жиллообразные и гнездообразные тела того же состава.

Подробное описание ультраосновных пород Хабарнинского и Кемпирсайского массивов можно найти в многочисленных работах. Ультрабазиты этих массивов принципиально мало чем отличаются от пород Войкарского массива, они хуже обнажены и обычно почти полностью серпентинизированы, поэтому для краткости изложения мы не приводим более подробного описания.

Габброиды, залегающие выше полосчатого комплекса, в пределах Хабарнинского массива распространены не везде. В основном они оконтуривают массив с востока и спорадически встречаются в его западном обрамлении.

Отсутствие габброидов вдоль западного обрамления ультрабазитов, видимо, связано с подвижками по разломам, которые фиксируются зонами развалцованных серпентинитов и хорошо видны в левых отрогах балки Танатар (левый приток р. Урал).

Габброиды имеют в большинстве случаев тектонические контакты с породами полосчатого комплекса или непосредственно с ультрабазитами. Габброиды Хабарнинского массива сильно деформированы и метаморфизованы. В восточной полосе габброиды обычно превращены в плейчатые амфиболиты. Реликты габбро сохраняются редко. Они обычно имеют форму будин внутри амфиболитов. Линейность минералов амфиболитов обтекает такие будины и частично

утыкается в них. В реликтовых будинах габбро пироксены почти нацело замещены амфиболами, а плагиоклазы цоизит-соссюритовым агрегатом.

Несколько иначе выглядят габброиды, обнаженные в ядре дополнительной антиклинальной складки, расположенной западнее основного массива. Габброиды здесь сохраняют гранобластовую структуру и полосчатую текстуру, хотя и они почти нацело амфиболитизированы. Полосчатость обусловлена неравномерным распределением темноцветных компонентов. Характерно также широкое распространение габбро-пегматитов, слагающих неправильные тела и жилы. Мощность габброидов достигает 2000 м.

Габброиды сменяются вверх по разрезу амфиболитами и зелеными сланцами. Макроскопически этот переход выглядит совершенно постепенным. В верхней части габброидного комплекса появляются сначала отдельные линзы и тела амфиболитов, среди которых сохраняются участки амфиболитизированных габброидов, и затем довольно резко они сменяются сплошными амфиболитами.

Вверх по разрезу амфиболиты постепенно переходят в зеленые альбит-хлорит-актинолитовые сланцы и также постепенно в зеленокаменноизмененные диабазы. Этот переход прекрасно виден в западном обрамлении Хабаровинского массива. Мощность амфиболитов и зеленых сланцев не превышает 300-400 м.

Диабазы, постепенно сменяющие зеленые сланцы вверх по разрезу, распространены только в западном обрамлении массива. Здесь в основном (если не исключительно) развиты гипабиссальные породы: диабазы, диабазовые порфириты, габбро-диабазы, микрогаббро. По-видимому, эти породы представляют собой типичный комплекс параллельных даек. В отличие от аналогичного комплекса Войкарского массива они испытали только зеленокаменное перерождение.

В амфиболитах восточного обрамления Хабаровинского массива Б.И. Хворов выделяет образования типа кытлымитов, слагающих узкую полосу в непосредственном контакте с габброидами. Кытлымиты в восточном обрамлении массива наблюдались также А.А. Ефимовым (устное сообщение).

Подробнее кытлымиты будут охарактеризованы ниже, при описании платиноносного комплекса. Укажем здесь только то, что эти породы представляют собой тектониты (зону пластического течения), формировавшиеся при достаточно высоких температурах (на уровне пироксен-плагиоклазовых роговиков). Вероятно, подобные породы имели более широкое развитие, но они превращены в амфиболиты и не диагностируются.

В Хабаровинском массиве, как и в Войкаро-Сыньинском, первичное соотношение между диабазами и габброидами не поддается расшифровке из-за того, что и те, и другие в зоне контакта превращены в амфиболиты. Появление кытлымитов может служить косвенным признаком того, что эта граница представляет собой высокотемпературную зону пластического течения.

Строение Кемпирсайского массива и в особенности его структура изучены недостаточно. В основных чертах здесь повторяется тот же разрез, что и в Хабаровинском массиве. Остановимся на некоторых особенностях состава и строения габброидов.

Габброиды, развитые вдоль западного и восточного обрамления массива, сильно различаются по степени метаморфизма. Габброиды западного обрамления в последнее время были детально изучены А.А. Ефимовым и Л.П. Ефимовой [1974]. Приводимое ниже описание базируется на данных этой работы.

Здесь широкое распространение получили троктолиты и, в меньшей степени оливиновые габбро с клинопироксеном. Минеральная ассоциация (если снять наложенные процессы) оказывается крайне однообразной: анортит, оливин, в меньшей степени клинопироксен и еще реже ортопироксен. При такой устойчивости минерального парагенезиса наблюдается очень резкая изменчивость количественных соотношений минералов от почти чистых анортозитов до плагиолазосодержащих оливинитов, причем эти соотношения меняются незаконномерно и на очень коротких расстояниях. Из петрохимических особенностей подчеркнем лишь повышенную, выдержанную на всей площади железистость оливинов (порядка 12 мол.%) и низкую титанистость габброидов (до 0,15% TiO_2). Для рассматриваемых габброидов характерны такситовые и полосчатые текстуры

гранобластовая структура и многочисленные тела габбро-пегматитов того же состава, что и вмещающие габброиды, включающие мелкие тела гипербазитов, часто неправильных очертаний. Оливины этих гипербазитов по железистости не отличаются от оливинов в габброидах и, хотя непосредственные контакты с габбро не видны, имеются все переходные разности от габбро до гипербазитов. Все это позволило А.А. Ефимову и Л.П. Ефимовой [1974] сделать вывод о метасоматической природе габброидов, сформировавшихся, по их мнению, по ультрабазитовому субстрату.

Вторичные изменения сводятся к их зеленокаменному перерождению на уровне зеленосланцевой фации, причем развивающийся при этом хлорит-актинолит-эпидотовый агрегат, как правило, не нарушает первичную структуру и текстуру породы. Только в локальных зонах разломов габброиды превращены в апогаббровые зеленые сланцы. Такие зоны имеют сравнительно небольшую ширину и явно связаны с поздними разломами.

Габброиды, развитые вдоль восточного обрамления гипербазитов Кемпирсайского массива, подверглись очень сильным метаморфическим преобразованиям. Наиболее полный и хорошо обнаженный разрез через габброидно-амфиболитовый комплекс можно наблюдать по долине р.Куагач. Этот разрез был детально описан и изучен Н.П. Херасковым и В.Н. Разумовой [1967], а также А.А. Ефимовым и автором.

Краевая часть гипербазитового массива может рассматриваться как сильно измененный полосчатый комплекс. Здесь распространены аподунитовые серпентиниты, клинопироксениты (почти полностью превращенные в горнблендиты), апогаббровые амфиболиты (часто эденитовые). Характерно появление таких минералов, как гранат, сапфирин, шпинель, Пироксениты, дуниты и габброиды чередуются друг с другом; одни разности образуют будины в других и т.д.

Залегающие восточнее метагабброиды отделены от пород полосчатого комплекса зоной рассланцевания и милонитизации. Это сложный комплекс гранатцоизитовых амфиболитов (иногда с реликтами диопсида), гранат-эденитовых апогаббровых амфиболитов (со шпинелью) и эденитовых амфиболитов (с плеонастом и сапфирином). Все породы имеют четкие гнейсовидные структуры, нередко наблюдаются будины более массивных пород того же состава. Гранаты, часто встречающиеся в этих породах, имеют альмандино-пироповый и даже пироповый состав [Херасков, Разумова, 1967]. В отдельных будинах сохраняются породы троктолитового ряда, обычно сильно цоизитированные.

Восточнее (выше по разрезу) апогаббровые породы довольно резко сменяются амфиболитами (с гранатом) и гранатсодержащими амфиболовыми сланцами. Еще восточнее последние сменяются зелеными аподиабазовыми сланцами, а также хлоритовыми и кварц-хлоритовыми сланцами.

Как видно из описания, вдоль восточного контакта Кемпирсайского массива наблюдается в целом обычная картина последовательной смены гипербазитов породами полосчатого комплекса, далее габброидами и, наконец, метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами. Однако в рассмотренном случае все породы подверглись необычайно сильному последующему метаморфизму, который, судя по гнейсовым структурам, будинажу и очень сложным складкам, обусловлен интенсивным пластическим течением. Минеральные ассоциации высоких давлений указывают на интенсивные стрессовые напряжения, так как переход от зеленых сланцев к глубокометаморфизованным породам осуществляется на протяжении 400-500 м и не может объясняться литостатическим давлением. Реликты троктолитов и габбро сохранились только в ядрах отдельных будин.

В структурном отношении гипербазито-габбровые массивы входят в состав крупного Сакмарского аллохтона, сложенного вулканогенно-осадочными сериями, гипербазитами и габброидами [Кропочев, 1970; Пейве и др., 1976; Ильинская и др., 1972; Камалетдинов, 1974; Руженцев, 1974]. Этот аллохтон шарьирован на запад в пределы миегосинклинальной области. Его внутреннее строение будет рассмотрено ниже, при описании структурных особен-

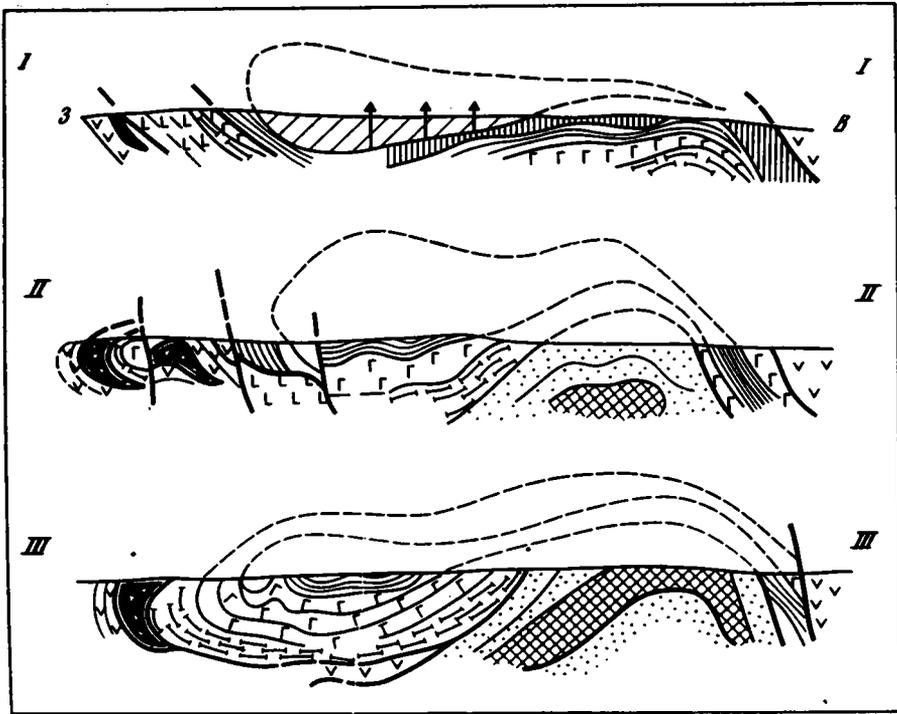


Рис. 9. Геологические разрезы через Хабаровинский массив
Условные обозначения и линии разрезов см. на рис. 8

см ~ 2,23 км

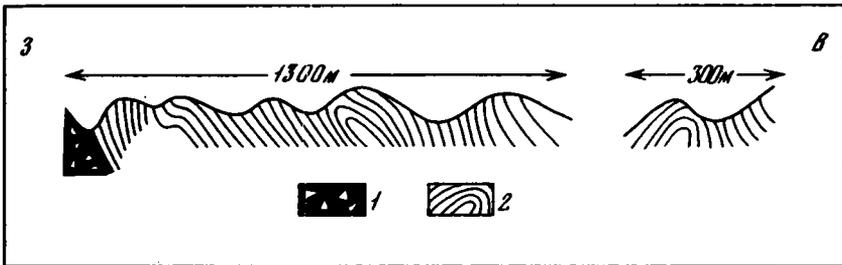


Рис. 10. Дополнительные складки в амфиболитах Хабаровинского массива
1 - меланж; 2 - амфиболиты

ностей эвгеосинклинальной области, а здесь мы разберем внутреннюю структуру гипербазито-габбрового комплекса. Сакмарский аллохтон построен сложно и представляет собой систему пластин, смятых в складки нескольких генераций. Хабаровинский и Кемпирсайский массивы приурочены к восточной части аллохтона.

Хабаринский массив слагает пережатое ядро сложной лежащей антиклинальной складки, смятой в свою очередь дополнительными, более простыми складками и разорванной разломами.

Ордовикско-силурийские вулканогенно-осадочные толщи конформно облекают гипербазито-габбро-амфиболитовое ядро, образуя "оболочку" лежащей складки. Граница между этой "оболочкой" и ядром тектоническая, наблюдается косое срезание пластов вдоль этой границы.

В северной, большей по размерам части массива сохранилось от размыва только перевернутое, лежащее крыло складки, образующее крупную синформу с гипербазитами в ядре (рис. 9, I-I). Вулканогенно-осадочные толщи, окружающие массив, имеют отчетливые падения под гипербазиты, габброиды и ам

фиболиты согласно с залеганием полосчатости и сланцеватости амфиболитов и габброидов. Углы наклона обычно не превышают $40-50^{\circ}$, а на северном центральнонаклонном залегании — $20-30^{\circ}$. Синклиальная форма массива в его северной части подтверждена бурением. Как видно из профиля, составленного Б.И. Хворовым, буровые скважины пересекают гипербазиты и вскрывают подстилающие габброиды и амфиболиты. Мощность гипербазито-габбрового комплекса в северной части невелика. Малая мощность гипербазитов и габброидов в этом сечении хорошо коррелируется с геофизическими (гравиметрическими и магнитометрическими) данными.

По направлению на юг, вдоль западного ограничения массива залегание обрамляющих вулканогенно-осадочных пород, габброидов и амфиболитов становится более крутым. В среднем течении р.Тереклы, по ее правому борту виден дальнейший разворот структуры. Слоистые вулканогенно-осадочные толщи образуют видимый в обнажениях шарнир лежащей антиклинальной складки, нижнее крыло которой подворачивается под габброиды, а верхнее уходит в воздух (рис. 9, II—II). Южнее, по мере погружения шарнира на поверхность выходят породы висячего крыла складки, имеющие западные падения с углами порядка $50-70^{\circ}$. Фрагмент шарнира складки в габброидных породах виден в тектоническом блоке, отделенном от основной части складки крутым сбросом (см. рис. 8, I). Ядро складки в этом фрагменте сложено габброидами, западное крыло и обе периклинали образованы амфиболитами. На крыле породы имеют западные падения под углом $50-60^{\circ}$, на периклиналях — значительно более пологие. Амфиболиты перекрываются с запада широкой полосой меланжа, включающего блоки вулканогенно-осадочных пород. Структурно выше меланжа залегают силурийские вулканиты. В северной части антиклинали они имеют крутые западные падения, а южнее подворачиваются и, имея восточные падения, образуют подвернутое крыло складки (рис. 9, II—II).

В южной части массива, по мере погружения шарниров всех структур, амфиболиты и габброиды образуют периклиральную лежащую антиклиналь с юго-западными и южными падениями полосчатости и сланцеватости (рис. 9, III—III). Амфиболиты здесь нередко смяты в дополнительные складки (рис. 10).

Погружение Хабарнинской лежащей антиклинали на юг хорошо подтверждается погружением в этом направлении шарниров дополнительных складок, развитых в западной части массива. Погружение Хабарнинской складки на юг и соответствующее увеличение мощности гипербазитов и габброидов в этом направлении коррелируется с увеличением напряженности гравитационного и магнитного полей.

С запада и юго-запада гипербазито-габбровое ядро Хабарнинской складки обрамлено верхнеордовикскими и силурийскими вулканогенно-осадочными породами. Они конформно облекают ядро, образуя лежащее (перевернутое) крыло, а на юге массива и ее висячее (нормальное) крыло. Эти отложения представляют самостоятельную тектоническую пластину, повсеместно отделенную от пород массива (включая диабазы западной его периферии) серпентинитовым меланжем, хотя она и смята в лежащую складку вместе с гипербазитами и габброидами. Они осложнены дополнительными линейными складками, наклоненными от габбро-гипербазитового ядра (рис. 11, А, Б).

Восточнее массива из-под габброидов и гипербазитов перевернутого (лежащего) крыла складки выходят нижнеордовикские и доордовикские песчаники и эффузивы, слагающие тектоническое полуокно (см. рис. 8). Разрез этих образований не перевернут. В нижней его части выходят доордовикские отложения, в верхней — нижнеордовикские. Таким образом, несмотря на конформность в простираниях и падениях габброидов и ордовикских пород, последние тектонически подстилают Хабарнинскую антиклиналь, играя роль параавтохтона по отношению к смятым в лежащую складку гипербазито-габбровой и вулканогенно-осадочной (O_3-S) тектонической пластине.

Хабарнинская лежащая складка осложнена, в свою очередь, дополнительными более простыми складками. Ядра антиклинальных складок представляют тектонические окна или полуокна, в которых выходят вулканогенно-осадочные

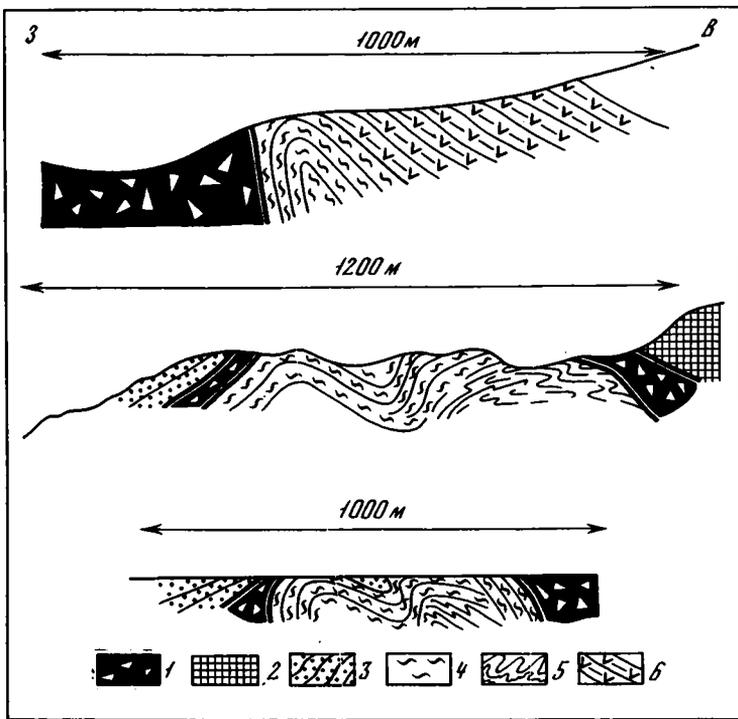


Рис. 11. Дополнительные складки западного обрамления Хабаровинского массива

1 – меланж; 2 – гипербазиты; 3 – алевролиты; 4 – фтаниты; 5 – пестроцветные сланцы; 6 – рассланцованные диабазы

породы "оболочки" гипербазито-габброидного комплекса, слагающие перевернутое крыло складки, или породы параавтохтона. Более подробно строение такой структуры видно на рис. 12. Эта сравнительно простая антиформа, шарнир которой погружается в южном направлении. В ядре антиклинали, в тектоническом окне выходят вулканиты перевернутого крыла Хабаровинской структуры. С запада и востока тектоническое окно отделено крутыми дискордантными разломами от габброидов и гипербазитов. Породы на крыльях падают соответственно на запад и восток под углами 40–50°. Хорошо картируется южная периклинали складки с пологими южными падениями. Амфиболиты Хабаровинского массива обрамляют с юга эту периклинали.

Вторая, крупная антиформа (Эбетинская антиклинали) ограничивает Хабаровинский массив с востока (см. рис. 8). Это сравнительно простая структура, ядро которой сложено нижнеордовикскими и доордовикскими образованиями параавтохтона. Шарнир складки полого погружается на север, где хорошо картируется ее периклинали залегание. Тектонически выше ордовикских образований залегают габброиды и далее гипербазиты перевернутого (лежащего) крыла Хабаровинской лежащей антиклинали. Они слагают западное крыло, северную периклинали и частично (в северной части) восточное крыло Эбетинской антиформной складки.

Факт аллохтонного залегания габброидов на ордовикских породах Эбетинской антиклинали был впервые описан Н.П. Херасковым [1971] и подтвердился последующими исследованиями А.В. Пейве, Н.А. Штрейса, А.С. Перфильева и др. [19716].

На северном продолжении Эбетинской складки, среди поля габброидов и гипербазитов в тектоническом окне выходят вулканиты и осадочные породы, слагающие ядро антиформной складки. Эта структура представляет собой непосредственное продолжение Эбетинской и связана с некоторой ундуляцией шарнира

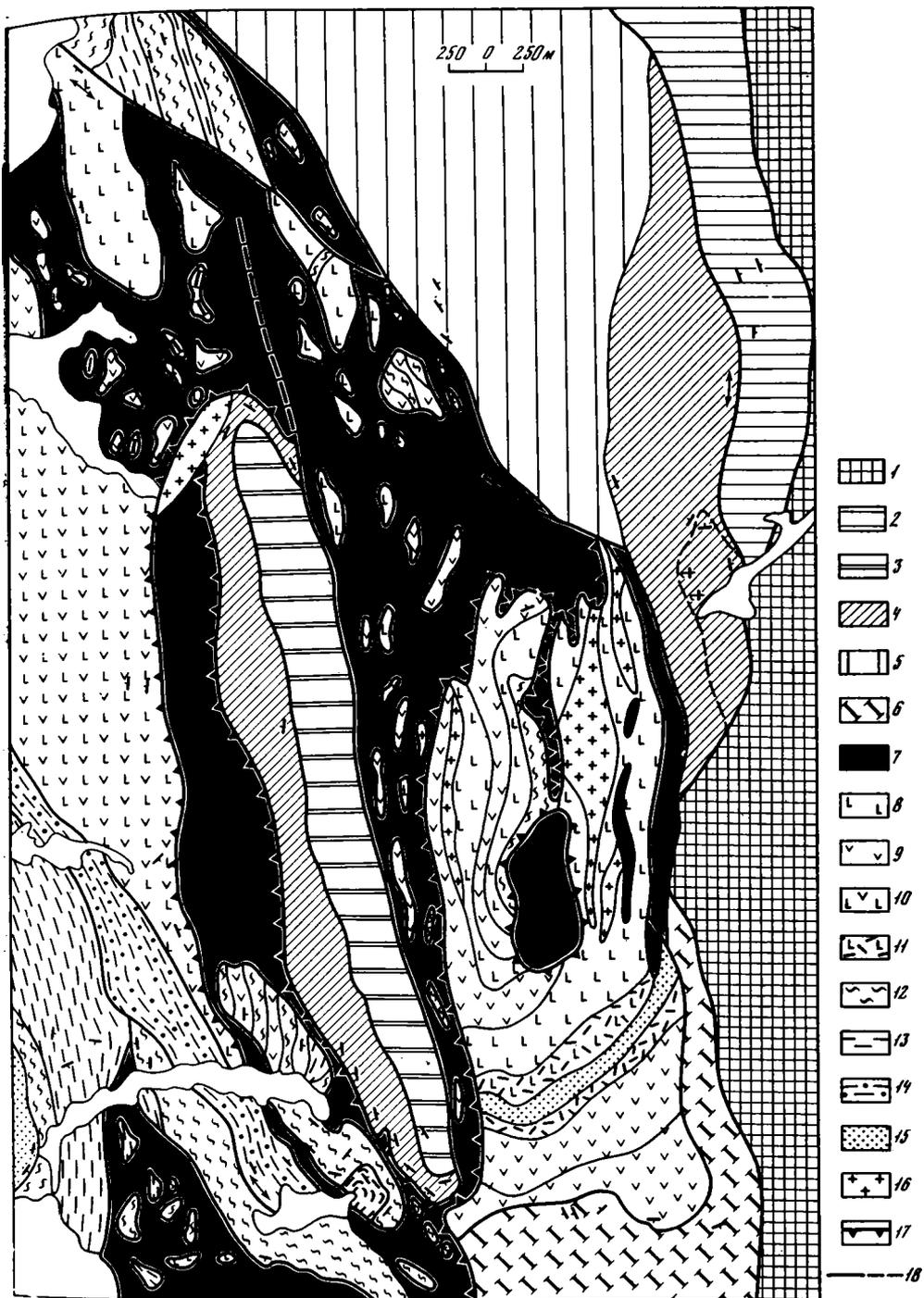


Рис. 12. Геологическая карта фрагмента шарнира Хабаровинской антиклинали
 1 - дуниты и гарбургиты; 2 - полосчатый комплекс; 3 - габбро; 4 - амфиболиты; 5 - диабазы дайкового комплекса; 6 - амфиболиты и габбро-амфиболиты; 7 - меланж; 8 - спилиты и диабазы; 9 - порфириты; 10 - комплекс спилитов и диабазов; 11 - основные туфы; 12 - кремнистые туффиты и яшмоиды; 13 - глинисто-кремнистые сланцы и кремни; 14 - алевролиты и сланцы; 15 - песчаники и алевролиты; 16 - плагιοгранит-порфиры; 17 - шарьяжи; 18 - тектонические границы

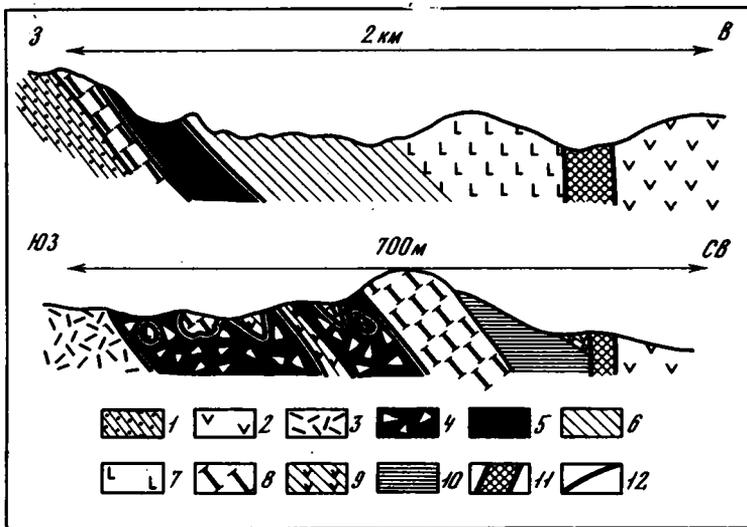


Рис. 13. Геологические разрезы восточного крыла Эбетинской антиклинали
 1 - песчаники и алевролиты (O_2-3); 2 - основные и средние эффузивы (S);
 3 - кислые эффузивы (O_2-3); 4 - меланж; 5 - дунит-гарьбургитовый комплекс;
 6 - полосчатый комплекс; 7 - габбро; 8 - апогаббровые амфиболиты;
 9 - аповулканические сланцы; 10 - гипербазиты; 11 - тектоническая брекчия;
 12 - тектонические контакты

ра этой антиформы. Гипербазиты и габброиды выходят на восточном крыле Эбетинской антиформы в ее северной части (см. рис. 8). С востока они косо срезаются крутым разломом, восточнее которого распространены эффузивы Магнитогорской зоны. Гипербазиты и габброиды образуют здесь пластообразные тела, моноклинально падающие на восток под углом $50-70^\circ$. С запада на восток наблюдается следующая последовательность пород (рис. 13): апогаббровые амфиболиты, аподунитовые серпентиниты, полосчатое чередование пироксенитов, габброидов и серпентинитов (полосчатый комплекс) и, наконец, амфиболитизированные габброиды. Контакты между всеми перечисленными "слоями" сорваны и рассланцованы.

По существу, здесь мы имеем дело с той же Хабаровинской складкой, круто погружающейся на восток и имеющей в этом сечении изоклинальную форму. Лежачее ее крыло сложено амфиболитами (апогаббровыми), ядро сложено аподунитовыми породами, и на восточном (висячем) крыле последовательно обнажаются породы полосчатого комплекса и далее габброиды. Эта складка сильно пережата, и гарьбургитовая ее часть практически полностью "выдавлена" на запад в ядро лежачей складки. Тектонические срывы по границе гарьбургитов с вышележащими породами хорошо видны в Хабаровинском массиве. Вдоль этой границы практически везде развиты сильно рассланцованные серпентиниты, сланцеватость которых ориентирована согласно с геологическими границами. При этом гарьбургиты часто надвинуты на подстилающие породы. Так, на севере массива гарьбургиты перекрывают все комплексы вплоть до амфиболитов и тектонически налегают непосредственно на ордовикские отложения.

В целом Хабаровинский массив можно охарактеризовать как сложную лежащую (антиклинальную) складку с пережатым ядром, состоящую из нескольких тектонических пластин. Нижняя пластина сложена гипербазитами, габброидами, амфиболитами и диабазами, верхняя - вулканогенно-осадочными породами верхов ордовика и силура. Эта складка шарьирована, в свою очередь, на ордовикские отложения параавтохтона. На геологических профилях (см. рис. 9) показаны сечения Хабаровинской складки последовательно с севера на юг.

В Хабаровинской структуре, правда менее отчетливо, повторяются те же генеральные закономерности, которые были показаны на примере Войкарской антиклинали. Стратифицированные породы гипербазито-габбро-амфиболитовых комплексов образует очень сложную лежащую складку. Габброиды лежащего крыла почти нацело превращены в амфиболиты, тогда как в замке складки и висячем крыле сохраняется габбровая структура пород, хотя они интенсивно амфиболитизированы. Хабаровинская антиклинальная складка претерпела значительные деформации в послеметаморфическом этапе (межпластовые срывы и надвигания, дополнительное надвигание, продольные изгибы смятых в лежащую складку шарьированных пластин и т.д.).

Внутренняя структура Кемпирсайского массива неясна. Плохая обнаженность не позволяет установить структуру картировочными методами, а интерпретация геофизических данных не дает однозначного результата. Достаточно сказать, что различные авторы, интерпретируя одни и те же исходные геофизические данные, предлагают взаимоисключающие модели формы массива. Существуют представления о воронкообразной форме [Павлов и др., 1968], о массиве, круто погружающемся в восточном [Сегалович, 1973] и даже о круглом его погружении в западном направлении. Скучные геологические данные по немногочисленным обнаженным долинам рек Куагач, Шандоша и другим позволили Н.П. Хераскову и В.Н. Разумовой [1967] говорить о том, что восточный контакт массива представляет его подошву, а западный — кровлю.

Действительно, амфиболиты, амфиболовые сланцы и апогаббровые амфиболиты восточного обрамления массива имеют устойчивые западные падения и, таким образом, лежат структурно под гипербазитами. Западный контакт гипербазитов и полосчатость габброидов, обрамляющих гипербазиты запада, имеют крутое восточное падение [Ефимов, Ефимова, 1974] и, по мнению Н.П. Хераскова [Херасков, Разумова, 1967], здесь габброиды образуют кровлю массива. Таким образом, в Кемпирсайском массиве в принципе сохраняются те же структурные особенности, которые характерны для южной, погруженной части Хабаровинского массива. Напомним, что именно в южной части западное крыло Хабаровинской складки имеет нормальные (неперевернутые) падения на запад, а габброиды восточного обрамления на всем протяжении слагают лежащее (перевернутое) крыло лежащей складки.

Судя по гравиметрическим и магнитным данным, Хабаровинский массив, сужаясь в южном направлении, непосредственно соединяется с гипербазитами и габброидами Кемпирсайского массива. Вполне вероятно, что структура Кемпирсайского массива принципиально не отличается от Хабаровинского, и в целом они представляют собой северный и южный фланги единой крупной лежащей складки, погружающейся к зоне сочленения этих массивов и воздымающейся на северном (Хабарнинский массив) и южном (Кемпирсайский массив) флангах.

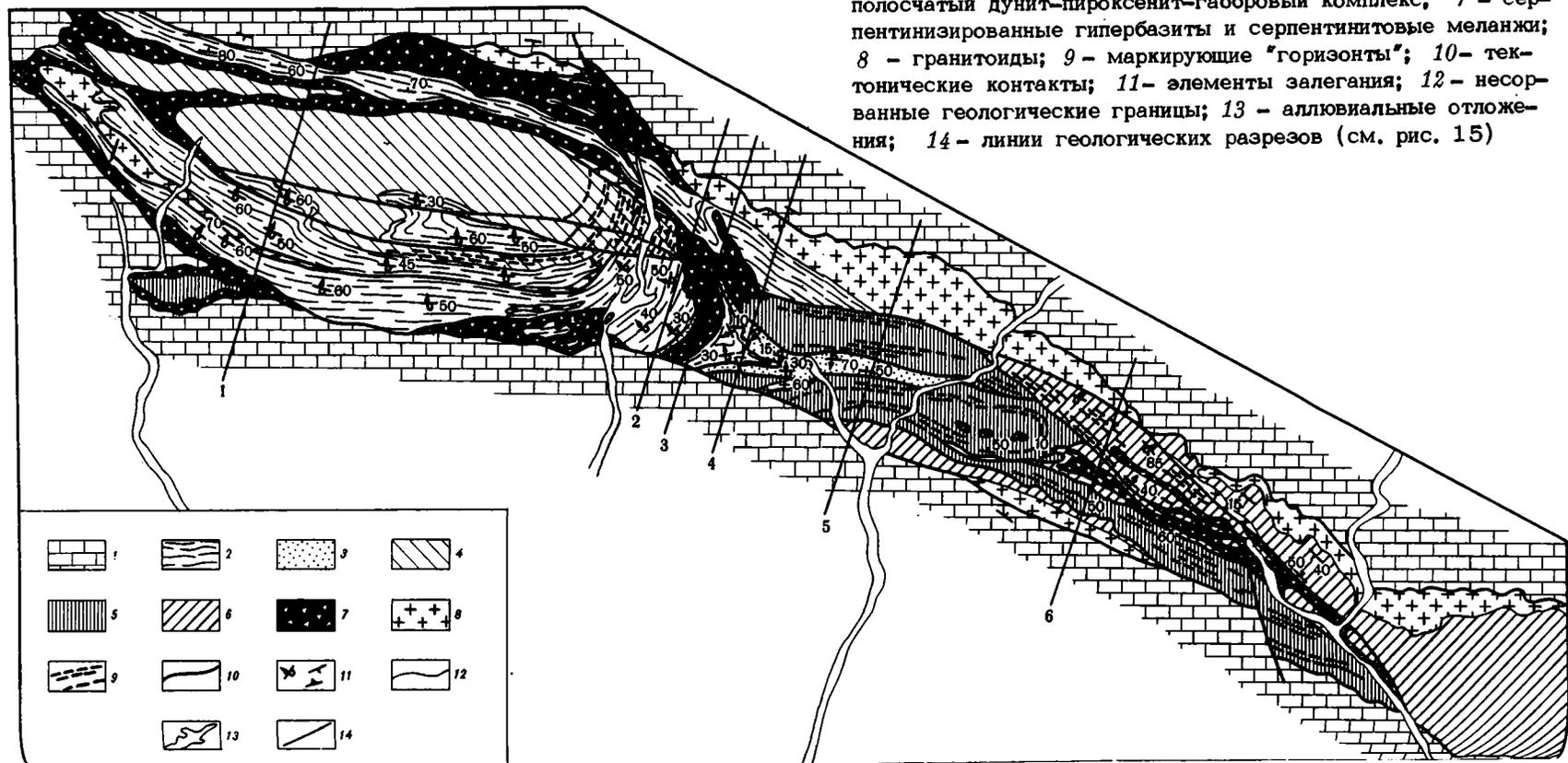
Если допустить, что на востоке обнажено лежащее, а на западе висячее крыло лежащей складки, то становится понятным интенсивный метаморфизм высоких давлений, свойственный габброидам восточного обрамления Кемпирсайского массива и отсутствие такого метаморфизма в габброидах его западного обрамления. Имеющиеся данные, таким образом, принципиально не противоречат основным закономерностям, установленным для Войкарской и Хабаровинской структур. Все три рассмотренных массива представляют сложные лежащие складки, в перевернутых крыльях которых породы подверглись интенсивному метаморфизму повышенных давлений.

Каратауский офиолитовый массив

Офиолитовые образования распространены в хр. Султан-Уиздаг, входящем в систему варисцид Южного Тянь-Шаня и, строго говоря, не относятся к Уральскому складчатому образованию. Однако для постановки некоторых принципиальных вопросов этот массив целесообразно рассмотреть вместе с массивами Урала.

Рис. 14. Схематическая геологическая карта Каратауского аллохтона (составили С.В. Руженцев и автор)

1 - терригенно-карбонатные отложения среднего палеозоя;
 2 - зеленые аподиабазовые сланцы ($PZ_1?$ - PZ_2); 3 - ап-
 песчаниковые метаморфические сланцы ($PZ_1?$ - PZ_2); 4 - лей-
 кократовые габброиды; 5 - меланократовые габброиды; 6 -
 полосчатый дунит-пироксенит-габбровый комплекс; 7 - сер-
 пентинизированные гипербазиты и серпентинитовые меланжи;
 8 - гранитоиды; 9 - маркирующие "горизонты"; 10 - тек-
 тонические контакты; 11 - элементы залегания; 12 - несор-
 ванные геологические границы; 13 - аллювиальные отложе-
 ния; 14 - линии геологических разрезов (см. рис. 15)



Каратауский массив слагает ядро крупной синформной структуры и вытянут в широтном направлении на 40 км при ширине 3–4 км [Шульц, 1972; Буртман и др., 1974]. Породы массива подверглись многоэтапному метаморфизму разного типа, вплоть до экзоконтактового метаморфизма, связанного с гранитами верхнепалеозойского возраста. Все породы очень сильно рассланцованы и зачастую превращены в зеленые сланцы. Поэтому выяснить взаимоотношения между отдельными членами разреза удается не всегда.

Как видно из карты (рис. 14), обособляются два крупных поля габброидов и гипербазитов: восточное и центральное. На востоке, в бассейне ручья Ахимбет–сай основание разреза сложено чередованием горнблендитов (апопироксенитовых), клинопироксенитов, меланократовых габброидов (почти нацело амфиболитизированных и эпидотизированных) и серпентинитов (нередко превращенных в актинолит–тремолитовые породы). По своему облику это типичный полосчатый комплекс, мощность которого не превышает 400 м. Дунит–гарцбургитовая часть разреза практически не видна. Однако в меланже или серпентинитовом тектоните, подстилающем породы полосчатого комплекса, очень широко развиты глыбы апогарцбургитовых серпентинитов, и можно предположить, что соответствующая часть разреза полностью тектонизирована.

Породы полосчатого комплекса вверх по разрезу переходят в меланократовые габброиды, сильно тектонизированные и зачастую превращенные в амфибол–цоизитовые породы. Кроме того, они претерпели зеленосланцевый динамометаморфизм и местами переходят в эпидот–актинолитовые сланцы. Видимая мощность габброидов достигает 2 км.

В центральном секторе (ручей Казан–сай) разрез практически начинается с габброидов. В самих низах сохранились тела и линзы амфиболитизированных пироксенитов, верлитов и горнблендитов (видимо, апопироксенитовых). В подстилающем меланже глыбы пироксенитов и верлитов распространены широко. Кроме того, здесь встречаются блоки апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов. Вероятно, эти блоки отвечают более низким горизонтам разреза, превращенного в тектонит.

Выше по разрезу распространены лейкократовые амфибол–соссюритовые габбро, в которых в редких случаях сохранились реликты пироксенитов. Мощность этих габброидов достигает 2000 м. В верхней части разреза наблюдается совершенно постепенный переход габброидов в амфиболиты. Эти переходы лучше всего видны по левым притокам ручья Казан–сай. В других местах граница между габброидами и амфиболитами тектоническая.

Выше лежащий комплекс мощностью до 1800 м представлен однообразными мелкозернистыми амфиболитами с дайками амфиболитизированных габбро–диабазов. Среди амфиболитов встречаются реликты диабазовых структур, а также линзы микрокварцитов и мраморов [Шульц, 1972]. Вулканогенная природа амфиболитов, по-видимому, не вызывает сомнения.

Переход от лейкократовых габброидов к зеленым аподиабазовым сланцам очень постепенный. Вблизи границы среди габброидов появляются пластообразные и неправильной формы тела зеленых сланцев, имеющих постепенные и резкие переходы к габброидам. Иногда среди скиалитов зеленых сланцев видны участки и зоны фельдшпатизации (плагноклазы полностью соссюритизированы) или метасоматические жилькообразные тела габбрового состава без зон закалки или изменения величины зернистости в приконтактовых частях.

Вверх по разрезу количество габброидов уменьшается, они образуют только отдельные линзовидные или неправильной формы тела среди зеленых сланцев и, наконец, исчезают совсем. Контакты таких тел с аподиабазовыми сланцами расплывчатые, с постепенными переходами.

Были сделаны две серии химических анализов, характеризующих постепенный переход от зеленых сланцев до габбро. Первые три образца (560/1–3) взяты на двухметровом интервале, обр. 560/4–6 – на расстоянии в 3 м. В обоих случаях видно, что переход от зеленых сланцев к габброидам не изохиличен. Если зеленые сланцы отвечают породам толеитового состава, то в габ-

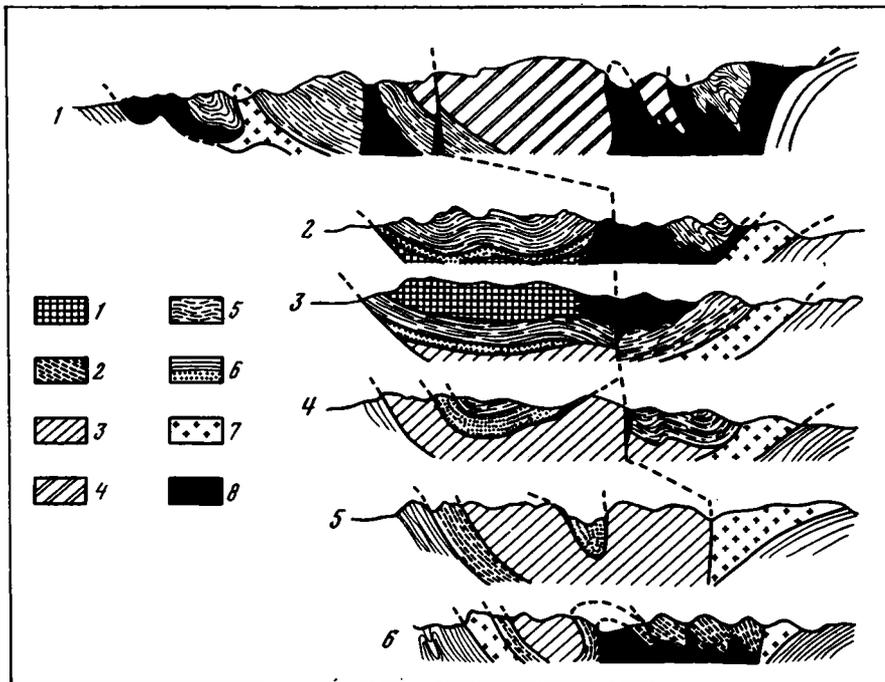


Рис. 15. Геологические разрезы через Каратауский аллохтон (по Руженцеву, 1976)

1 – гипербазиты; 2 – полосчатый комплекс; 3 – меланократовые габброиды; 4 – лейкократовые габброиды; 5 – зеленые вулканические сланцы; 6 – осадочные породы; 7 – плагιοгранофиры; 8 – серпентинитовый меланж

броидах повышается содержание Ca_2O , Al_2O_3 и уменьшается содержание TiO_2 и щелочей. Иными словами, преобразование первично базальтоидных пород в габброиды сопровождается привнесением глинозема и кальция. Пересчет на безводные минералы показывает необычайную близость этих габброидов к троктолитам. Этот факт необычайно важен, так как существует точка зрения об образовании габброидов за счет метасоматической переработки гипербазитов. В рассмотренном случае можно предполагать формирование габбро за счет вулканического основного состава. Разумеется, приведенный вывод нельзя считать доказанным. Требуется детальное петрологическое и геохимическое исследование, которые находятся вне компетенции автора.

Структурное положение и общая структура массива изучена довольно хорошо. По данным С.С. Шульца [1972], В.С. Буртмана, Ю.Е. Молдаваницева, А.С. Перфильева и С.С. Шульца [1974] офиолитовые породы образуют ядро крупной синформной складки с круглыми крыльями, сложенными девонскими известняками и песчаниками, в ядре выходят гипербазиты, габброиды и амфиболиты. В основании офиолитового аллохтона чаще всего распространен серпентинитовый меланж, иногда достигающий мощности в несколько сотен метров. Однако в некоторых случаях меланж отсутствует.

Внутренняя структура офиолитового аллохтона достаточно сложная (рис.15). Как показали исследования С.В. Руженцева и автора, здесь можно выделить по крайней мере шесть тектонических пластин. Нижняя пластина, обнажающаяся в восточной части хребта, сложена в низах серпентинитами (апогарибургитовыми?), выше – породами полосчатого комплекса и затем меланократовыми полосчатыми габбро. Выше залегает маломощная тектоническая пластина кварц-сланцево-альбитовых сланцев, вероятно, сформировавшихся по терригенным породам. Следующая пластина сложена зелеными аподиабазовыми сланцами, ко-

горы тектонически перекрываются выклинивающейся во все стороны гипербазитовой пластиной небольшой мощности. Выше гипербазитов разрез пластин повторяется в обратной последовательности. Гипербазиты тектонически перекрывают кварц-слюдяно-альбитовыми сланцами, сменяющимися вверх по разрезу габброидами. Как видно из приведенного разреза, нижние пластины имеют нормальную последовательность напластований (внизу гипербазиты, выше полосчатый комплекс и затем габброиды и зеленые сланцы). В верхней пластине разрез перевернут (внизу зеленые сланцы и выше габброиды).

По-видимому, Каратауский офиолитовый аллохтон представляет собой фрагмент крупной лежачей складки с нормальным нижним и перевернутым верхним крылом. Эта лежачая складка в свою очередь смята в синформную складку вместе с породами автохтона и разбита дополнительными разломами. К сожалению, зона смыкания лежачего и висячего крыльев этой складки осложнена дополнительными разломами и насыщена серпентинитовым меланжем, так что непосредственный замок складки в обнажениях не виден.

Крупные пластины пород альпийского гипербазитов и сочетающихся с ними габброидов, в которых соотношения между породами разных частей разреза почти не нарушены, встречаются на Урале сравнительно редко. Помимо описанных выше Войкарского, Хабаровского и Кемпирсайского массивов к ним следует отнести массивы Сьум-Кеу и Харче-Рузь на Плярном Урале, а также, вероятно, Нуралинский массив на Среднем Урале, Халиловский и Байгускаровский массивы Южного Урала и Восточно-Тагильский (Невьянско-Серовский) массив Северного Урала.

В большинстве случаев породы альпийского гипербазито-габбровой формации очень сложно деформированы. Они, как это было показано для рассмотренных массивов, слагают ядра сложных лежачих складок, формирование которых сопровождалось синкинематическим метаморфизмом высоких давлений.

ДУНИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВЫЙ (ПЛАТИНОНОСНЫЙ) КОМПЛЕКС

Породы комплекса слагают многочисленные массивы преимущественно в западном борту Тагильского синклиория. Среди них выделяются вытянутые в долготном направлении массивы, приуроченные к западному ограничению Тагильской зоны, и массивы неправильной, сложной формы, расположенные внутри этой зоны, преимущественно в ее западной части. Массивы такого же типа иногда проявляются и в других зонах (Масловский массив Полярного Урала). Платиноносные комплексы хорошо изучены и их описанию посвящено много работ [Решетько, 1962; Ефимов, Ефимова, 1967; Морковкина, 1967; Д.С. Штейнберг, 1969].

В качестве примера рассмотрим Кытлымский дунит-пироксенит-габбровый комплекс, детально изученный А.А. Ефимовым и Л.П. Ефимовой [1967]. Кытлымский массив представляет в плане неправильное по форме тело, распадающееся на два почти обособленных массива: Косьвинский камень на юго-западе и собственно Кытлымский массив восточнее и северо-восточнее (рис. 16). А.А. Ефимов и Л.П. Ефимова выделяют в пределах массива четыре основные парагенетические ассоциации базитовых и гипербазитовых пород (Западная, Сухогорская, Валентгорская и Серебрянская). Судя по элементам полосчатости, можно реконструировать структуру и, соответственно, вертикальный разрез комплексов.

Западная ассоциация представляет нижний член этого разреза. Она состоит из чередования дунитов, верлитов, клинопироксенитов и тьялитов (название введено Л. Дюпарком для меланократовых габброидов, образующих непрерывный ряд от плагиоклазовых пироксенитов до оливиновых габбро). Гарцбургиты встречены только в одном месте.

Дуниты образуют отдельные крупные линзовидные или неправильной формы тела, достигающие 6 км в длину (максимально) при ширине 2 км. В остальной части разреза ассоциации наблюдается частое переслаивание дунитов, верлитов, клинопироксенитов и тьялитов. Между всеми перечисленными разностями

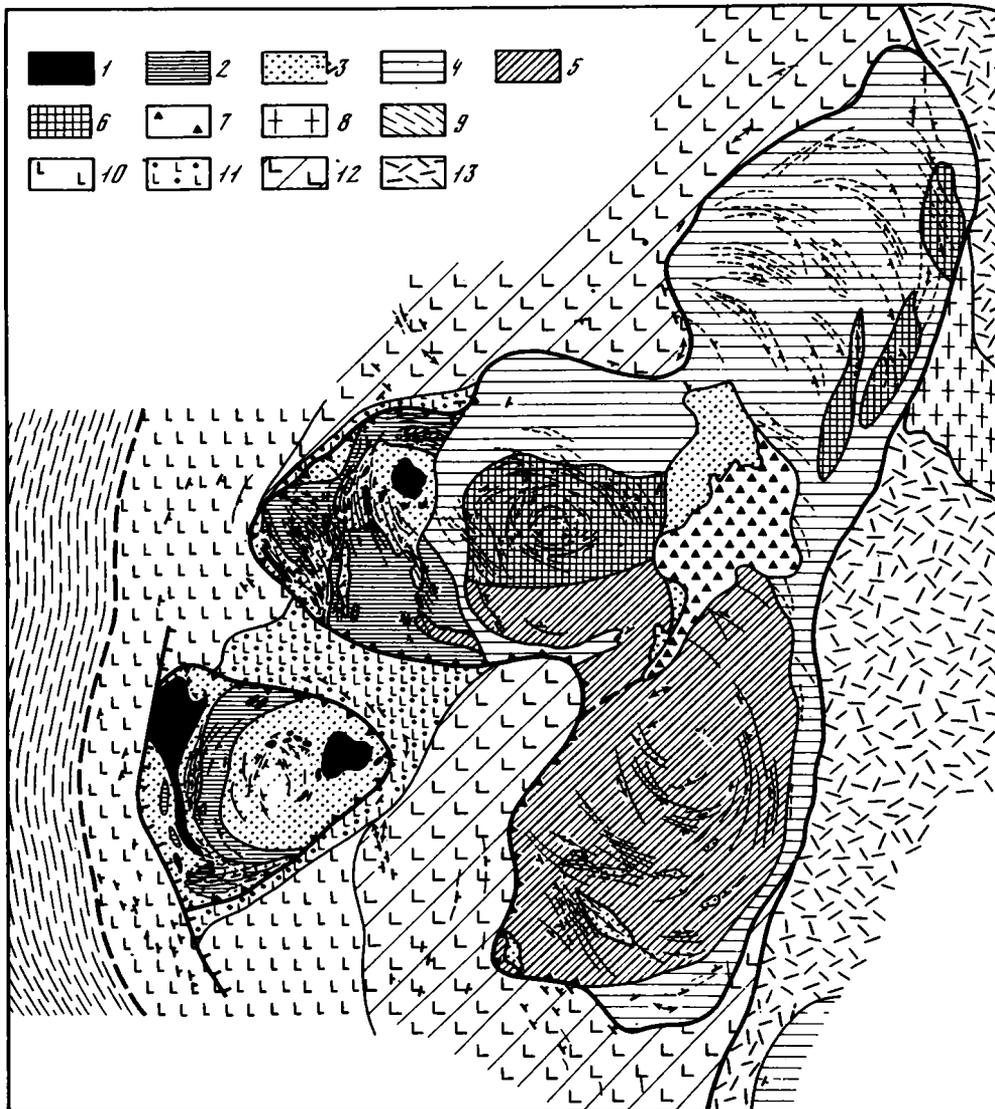


Рис. 16. Схематическая геологическая карта Кытлымского массива (по Ефимову с дополнениями автора)

1 – дуниты; 2 – полосчатый дунит–пироксенит–габбровый комплекс; 3 – троктолиты; 4 – габбро–нориты; 5 – метасоматическое габбро; 6 – апоноритовое метасоматическое габбро; 7 – ортомагматические брекчии; 8 – плагиограниты; 9 – ордовикские осадочно–метасоматические комплексы; 10 – ордовикские диабазы; 11 – кытлымиты; 12 – аподиабазовые амфиболиты; 13 – лландоверийские эффузивы

ми наблюдаются и постепенные переходы и резкие контакты. Переслаивающиеся слои разного состава колеблются в мощности от первых сотен метров до сантиметров. В тонкополосчатых частях разреза отчетливо видны многочисленные складки волочения, разбудинированные слои, тектонические линзы и сложные завернутые складки с резким изменением мощностей в замках, свидетельствующие об интенсивном тектоническом течении вещества [Ефимов, 1977]. Эти структуры, однако, не дают складок большой амплитуды, и общая структура полосчатого комплекса имеет сравнительно простую морфологию. Важно отме-

тить, что структуры течения в полосчатом комплексе не сопровождаются линейной или плоско-параллельной ориентировкой минералов. Последние всегда образуют отчетливый гранобластовый агрегат.

Помимо тонкополосчатого чередования различных по составу пород в массивных линзах и пластах (особенно дунитового состава) нередко наблюдаются широкообразные и гнездообразные тела пироксенитов и габброидов или просто разноориентированные "оспелые" зоны пироксенита в дунитовой массе.

Сухогорская ассоциация залегает структурно выше пород Западной ассоциации; однако непосредственный переход между этими ассоциациями замаскирован интрузией габбро (см. рис. 16). Для Сухогорской ассоциации характерны преимущественно полосчатые оливиновые габбро и троктолиты. Меньше распространены согласные тела пироксенитов, верлитов и дунитов. Полосчатость в основном обусловлена чередованием троктолитовых и оливиновых габбро, а также неравномерным распределением темноцветных компонентов в габброидах. Между пироксенитами, дунитами и габброидами наблюдаются постепенные переходы с развитием переходных пород типа плагиоклазовых пироксенитов и плагиоклазовых верлитов. Складки пластического течения и структуры тектонического разлинования в породах Сухогорской ассоциации, по данным А.А. Ефимова (1977), имеют такое же широкое распространение, как и в подстилающем комплексе. Причем, как и в рассмотренном выше случае, они сложены гранобластовым минеральным агрегатом.

Две последние ассоциации, слагающие последовательную серию пород, довольно сложно смяты, поэтому их мощность неясная. Мощность же пород дунит-пироксенит-тылаитовой (Западной) ассоциации, видимо, достигает 1,5-2 км. Неполная мощность габбровой (Сухогорской) ассоциации превышает 5-6 км.

Валенторская ассоциация, выделенная А.А. Ефимовым и Л.П. Ефимовой в восточной части массива, представлена преимущественно однообразными габбро-норитами. А.А. Ефимов [1963] делает вывод об интрузивном внедрении габбро-норитов в породы описанных выше комплексов, обосновывая это отчетливыми интрузивными контактами с пироксенитами, наблюдавшимися на массиве Денежкин Камень, и наличием ксенолитов, пироксенитов в габбро-норитах Кытлымского массива (Ефимов, Ефимова, 1967). На это же указывает резко дискордантная граница габбро-норитов по отношению к внутренней структуре двух вышеописанных ассоциаций (см. рис. 16), а также ряд петрографических особенностей этих образований (зональные плагиоклазы, офиолитовая структура и т.д.).

Серебрянская ассоциация амфибол-пироксенитовых и амфиболовых анортитовых габбро слагает сравнительно небольшое тело в центральной части массива. Для этой ассоциации характерно широкое развитие участков и линзообразных тел горнблендитов и жилы габбро-пегматитов и анортозитов. Отмечаются отчетливые полосчатые текстуры габброидов.

Плагиограниты и кварцевые диориты, развитые в восточной части массива и восточнее его, слагают сравнительно небольшие тела и некоторыми исследователями включаются в состав массива. Однако отчетливые рвущие контакты плагиогранитов с породами массива, ксенолиты габброидных пород и пироксенитов в эруптивных брекчиях, рвущие жилы плагиогранитов в габброидах с экзоконтактной амфиболитизацией и деанортризацией последних, позволили А.А. Ефимову считать, что плагиограниты представляют собой более поздние интрузивные образования и не связаны генетически с Кытлымским массивом.

Западный (полосчатый) комплекс и габброиды Сухогорской ассоциации (троктолиты и оливиновые габбро), по мнению А.А. Ефимова, представляют результат метасоматической переработки ультраосновных пород. Габбро-нориты Валенторской ассоциации имеют отчетливо интрузивную природу и представляют более поздние образования, нежели первые две ассоциации, и в целом они имеют дискордантную границу с метасоматическими породами.

Большой интерес представляет генетическая природа Серебрянской ассоциации амфибол-пироксенитовых анортитовых габбро. Детальное изучение контак-

та интрузивных габбро-норитов с габброидами Серебрянской ассоциации, проведенное А.А. Ефимовым и Л.А. Ефимовой, показало, что переход осуществляется постепенно, за счет метасоматического преобразования габбро-норитов. Причем, по своеобразному характеру этот метасоматоз принципиально не отличается от метасоматоза, приведшего к формированию пород полосчатой Западной и Сухогорской ассоциаций. По мнению цитируемых авторов, метасоматические процессы действовали длительно, хотя их интенсивность во времени, по-видимому, уменьшалась.

На породы, описанные выше, накладываются процессы ретроградного метаморфизма, приводящие к амфиболитизации пироксенов, доизитизации и эпидотитизации плагиоклазов и т.д. В отличие от альпийских комплексов гипербазитов и габброидов эти процессы в Платиновом комплексе проявлены слабо.

Внутренняя структура Кытлымского массива до работ А.А. Ефимова и Л.П. Ефимовой рисовалась в виде концентрических воронок, уходящих на глубину [Решетько, 1962]. Сейчас о структуре массива можно говорить более определенно (см. рис. 16). К сожалению, структура обрамляющих толщ изучена в значительно меньшей степени.

В первом приближении можно говорить о том, что внешние контуры массива не вполне согласны с его внутренней структурой. Гипербазиты и габброиды массива представляют собой фрагменты двух сложно построенных брахисинклинальных структур, разобнесенных между собой. Меньшая по размеру – юго-западная Косвинская структура, – судя по залеганию дунитов, пироксенитов и тылаитов, а также по элементам полосчатости в последних, представляет почти изометричную брахисинклинали, осевая плоскость которой несколько наклонена на запад. На западном крыле породы падают на восток под углом $30-50^{\circ}$, на восточном – на запад под углом $60-80^{\circ}$. Крупные тела дунитов в этой структуре приурочены к ее западному и восточному крыльям.

Основная часть массива представляет реликт второй (Кытлымской) брахисинклинальной структуры с ядром в районе Серебрянского камня. Возможно, эта брахисинклинали осложнена дополнительным антиклинальным пережимом, который отделяет ее южную часть в дополнительную брахисинклинали. Породы полосчатого комплекса (Западная ассоциация) распространены только в западном крыле этой структуры (Тылайский и Конжаковский камни) и отсутствуют на востоке. Троктолиты Сухогорской ассоциации и интрузивные габбро Валенторской ассоциации приурочены к ее осевой части. Не исключено, что вдоль восточного крыла этой структуры проходит субмеридиональный разлом.

Породы, слагающие Кытлымскую брахисинклинали, смяты в дополнительные складки. Анализ фактических данных, полученных А.А. Ефимовым и Л.П. Ефимовой [1967] при геологическом картировании массива, позволяет говорить только о некоторых самых общих закономерностях строения этой структуры. Западное крыло Кытлымской брахисинклинаны (как и упоминавшейся выше Косвинской брахисинклинаны) сравнительно пологое. Углы падения отдельных тел и полосчатости не превышают $30-40^{\circ}$, хотя и здесь, судя по элементам залегания, возможны дополнительные складки. Восточнее, в осевой части брахисинклинаны, углы падения становятся круче (от $60-70^{\circ}$ до вертикальных) и появляется серия сложных складок. Об этом свидетельствуют наклоны пластов в разные стороны при сохранении генерального простирания, очерчивающего брахиструктуру. Генетическая природа этой складчатости не совсем ясна и требует дополнительного изучения. Структура вмещающих толщ изучена значительно хуже. Как уже говорилось, перидотито-габбровые образования Кытлымского массива расположены в западной части Тагильского синклинали среди метаморфизованных диабазов ордовикского возраста. С востока они по резкой меридиональной границе контактируют с эффузивными образованиями силура, практически не претерпевшими метаморфизма. Вероятнее всего, этой границе отвечает более поздний разлом, хотя его морфология совершенно не изучена. В самом общем виде ордовикские образования, структурно подстилающие породы Платинового комплекса, имеют простирания, согласные с контурами Кытлымского массива, и падения, направленные под него. Это особенно

хорошо видно в южной части массива. Амфиболиты и зеленые сланцы слагают меридионально вытянутую антиклиналь, шарнир которой довольно круто погружается на север. Габбро-гипербазитовые образования слагают западное (Косьвинская синклиналь) и восточное (Сухогорская синклиналь) крылья этой структуры, а в северном направлении амфиболиты уходят под Кытлымскую брахисинклиналь. Такое же грубое соответствие структуры ордовикских пород с контурами Кытлымского массива отмечается вдоль северного его ограничения. Как отмечают А.А. Ефимов и Л.П. Ефимова [1967], контакты массива падают под него вдоль западного и северного его ограничений. Таким образом, в общей структуре массив слагает ядро нескольких брахиформных синклиналей, крылья которых выполнены ордовикскими образованиями.

Можно предположить, что в структурном отношении породы Кытлымского массива представляют собой останцы крупного тектонического покрова, слагающие ядра брахисинклинальных структур. Параавтохтон образован ордовикскими вулканитами. Внутренняя структура пород гипербазито-габбрового аллохтона, видимо, несколько отличается от структуры параавтохтона, однако характер этих отличий не ясен. Несомненно лишь одно, при общем соответствии структуры подстилающих толщ с контурами аллохтонной гипербазито-габбровой массы конкретные структуры последней местами оказываются дискордантными к границам аллохтона.

Специально рассмотрим преобразования, развивающиеся по контакту габбро-гипербазитовых пород и вулканитов параавтохтона. Приуроченные к этому контакту породы были выделены Н.М. Успенским [1952] под названием кытлымитов, представляющих по существу мигматиты основного состава (по составу они отвечают микрогаббро). Н.М. Успенский, отмечая постепенный переход от кытлымитов через амфиболиты к зеленым аподиабазовым сланцам, считал, что такой же непрерывный переход наблюдается от кытлымитов к гипербазитам и габбро. Это и послужило обоснованием гипотезы метасоматической природы гипербазитов и габбро, сформировавшихся, по мнению Н.М. Успенского, за счет диабазов. Однако А.А. Ефимов [1963] показал, что кытлымиты имеют резкие тектонические контакты с габброидами и пироксенитами и содержат обломки последних, вплоть до появления брекчий с кытлымитовым цементом. Поэтому вывод А.А. Ефимова о том, что кытлымиты сформировались после формирования гипербазито-габбрового комплекса, вполне правомерен.

Очень характерная полосчатая текстура кытлымитов, сложные складки течения, волочения и разлизование, свойственные этим породам, свидетельствуют о том, что кытлымиты представляют высокотемпературный тектонит, формировавшийся в подошве гипербазито-габбрового аллохтона. В этом случае приходится согласиться с выводом А.А. Ефимова о том, что в момент тектонического внедрения гипербазито-габбровые образования имели достаточно высокие температуры. Мощность кытлымской зоны очень невелика (первые сотни метров). Большая площадь, занятая этими породами на перемычке между Косьвинской структурой и Тылай-Конжаковской, видимо, связана с тем, что плоскость шарьяжа залегает здесь очень полого.

Помимо кытлымитов вокруг Кытлымского массива широко распространены аподиабазовые амфиболиты, иногда с гранатом. Эти амфиболиты характеризуются четкими линейными текстурами слагающих минералов. Возможно амфиболитизация также связана с тектоническим надвиганием разогретых габбро-гипербазитовых масс на ордовикские диабазы и зеленые сланцы. Однако соотношение разных типов метаморфизма в диабазах ордовика не изучено, и такой вывод можно делать только весьма предположительно.

Подведем некоторые итоги, следующие из описания Кытлымского массива. Гипербазито-габбровый комплекс отчетливо стратифицирован. В его разрезе выделяется полосчатый дунит-пироксенит-габбровый комплекс и залегающие выше оливиновые габбро и троктолиты.

В отличие от Войкарского и других альпинотипных массивов в Кытлымском массиве отсутствует нижняя, дунит-гарцбургитовая часть разреза. Его отличает также очень слабое проявление последующего метаморфизма.

В структурном отношении Кытлымский массив может рассматриваться как крупная тектоническая пластина, шарьированная в горячем состоянии на диабазы ордовика. Время шарьирования определяется как доверхнесилурийское, так как плагиограниты и габбро-нориты интродуцируют в породы аллохтона и параавтохтона, запечатывая шарьяж. Галька этих пород известна в верхнелудловских конгломератах. Внутренняя структура массива значительно проще, чем внутренняя структура альпийских массивов.

Другие массивы Платиноносного комплекса изучены значительно хуже. Однако в них повторяются типичные для Кытлымского массива особенности [Булькин, Золоев, 1968; Иванов, 1974].

Значительно меньше данных о структурной позиции рассматриваемых массивов. Можно предполагать, что такой изометричный массив, как Денежкин Камень, представляет аллохтон, надвинутый на эвгеосинклиналичную серию. Для Суроямского массива Нязепетровской зоны аллохтонность доказана геологическими и геофизическими данными [Смирнов, Беллавин, 1974].

Однако многие крупные массивы, относящиеся к платиноносному комплексу (Ревдинский, Харасюрский и др.), представляют линейно вытянутые тела, приуроченные к границе между эвгеосинклиналичной и миогеосинклиналичной зонами, т.е. занимают такое же положение, что и Войкарский массив. Вероятно, в этих случаях массивы представляют основание гигантских эвгеосинклиналичных пластин, надвинутых на запад.

СЕРПЕНТИНИТОВЫЕ МЕЛАНЖИ И СЕРПЕНТИНИТОВЫЕ ТЕКТОНИТЫ

Выше было рассмотрено строение гипербазито-габбровых комплексов, в которых соотношения между разными типами пород почти не нарушены тектонически. Такие гипербазито-габбровые целики на Урале, да и в других складчатых областях, встречаются сравнительно редко. Обычно же среди офиолитовых комплексов распространены различного рода серпентинитовые меланжи или серпентинитовые тектониты, представляющие полностью дезинтегрированные породы гипербазито-габбрового комплекса, перемешанные в той или иной степени с вмещающими породами. Помимо тектонической дезинтеграции эти породы многократно перемешались в процессе тектонических движений; часто они оказываются полностью оторванными от "материнских" пород меланократового основания эвгеосинклиналией. Серпентинитовые меланжи, их внутреннее строение и структурная позиция в складчатых областях описаны в многочисленных работах советских и зарубежных исследователей [Пейве, 1969; Книппер, 1970, 1975; Перфильев, Руженцев, 1973; Bailey, McCallien, 1951-195; Gansser, 1960; Hsü, 1972]. На Урале эти образования также известны из ряда работ [Пейве и др., 1971б; Руженцев, 1974; Руженцев, Поспелов, 1972; Камалетдинов, 1974]. Учитывая это, мы остановимся на описании меланжей очень кратко.

На Урале крупные целиковые пластины пород гипербазито-габбрового комплекса сохранились в основном в западной краевой части эвгеосинклинали, где они слагают краевые офиолитовые аллохтоны [Руженцев, 1974]. Во внутренних частях эвгеосинклинали преимущественно распространены серпентинитовые меланжи и меланократовые тектониты, среди которых нередко встречаются более или менее крупные блоки относительно ненарушенных пород рассматриваемой ассоциации. В первом приближении среди серпентинитовых тектонитов и меланжей можно выделить несколько типов, различающихся по набору пород и их соотношению. Общее для всех типов: пластичный серпентинитовый тектонит, образующий цемент этих образований.

Серпентинитовые тектониты сложены тектонически дезинтегрированным ретертым и развальцованным ультраосновным материалом. Здесь различают два подтипа. Первый представляет собой серпентинитовый тектонит, включающий в себя отдельные блоки и линзы массивных гарцбургитов и дунитов, частично или полностью серпентинизированных. Такие тектониты чаще всего приурочены к подошве целиковых тектонических пластин, сложенных породами

дунит-гарцбургитового комплекса. Они связаны постепенными переходами с ненарушенными ультрабазитами и представляют, по существу, нижнюю, сильно тектонизированную и разрушенную часть этих пластин. В качестве примера можно привести северный контакт массива Рай-Из на Полярном Урале. Гипербазиты и перекрывающие их габброиды слагают здесь крупную тектоническую пластину, надвинутую на миогеосинклинальные отложения. Тектонит в подошве пластины имеет изменчивую мощность, не превышающую 150 м. В давленый и развальцованный серпентинитовый цемент включены многочисленные глыбы пород дунит-гарцбургитового ряда, массивных серпентинитов, апосерпентинитовых карбонатных пород. Значительно реже встречаются линзовидные тела альбит-амфиболовых и глыбы гранат-пироксеновых пород. Форма обломков линзовидная и сглаженная. Иногда гипербазиты слагают огромные шары диаметром 3-5 м. Состав обломков, как мы видим, почти целиком отвечает составу пород вышележащей пластины. Тектонит связан с этой пластиной постепенным переходом.

Второй подтип серпентинитового тектонита характеризуется давленными, мятыми серпентинитами, сильно рассланцованными, нередко карбонатизированными. Глыбы других пород не характерны. Такие серпентинитовые тектониты приурочены обычно к поздним крутым разломам и трещинам, в которые легко выдавливается пластичная серпентинитовая масса. Примеры подобных серпентинитовых тектонитов очень многочисленны на Урале. В частности, в Сакмарском аллохтоне в долине р. Колымбай, на водоразделе рек Косагач и Сургала такие тектониты слагают узкие вытянутые полосы, иногда сливающиеся. Они приурочены к поздним крутым продольным разломам. Подобные же тектониты часто приурочены к ограничениям грабенов Мугоджарского антиклинория и к другим многочисленным крутым трещинам и разломам на восточном склоне Урала.

Наиболее распространены различного рода меланжи, представляющие тектоническую смесь разных пород, погруженную в серпентинитовый тектонит. Среди них выделяются два основных подтипа меланжа: мономиктовый и полимиктовый [Перфильев, Руженцев, 1973].

Мономиктовый меланж - серпентинитовая брекчия, переполненная глыбами габброидов, амфиболитов, серпентинизированных гипербазитов и значительно реже основных эффузивов и кремней. Характерная черта этого меланжа - офиолитовый состав глыб и отсутствие экзотического чужеродного материала. Примером таких меланжей могут служить ядра частных куполовидных структур южной части Сакмарского аллохтона [Пейве и др., 19716].

Мономиктовый меланж обычно приурочен к ядрам брахиантиклиналей и имеет резкие тектонические соотношения с окружающими вулканогенно-осадочными породами. В одних куполах блоки габброидов и амфиболитов распределены более или менее равномерно в теле меланжа. В других куполовидных структурах однородность в распределении глыб отсутствует. Крупные поля габброидов в них достигают нескольких квадратных километров по площади, разделяясь серпентинитовым месивом, включающим глыбы и блоки габброидов меньшего размера. Такие меланжи в краях куполов обогащаются глыбами окружающих вулканогенных и осадочных пород и переходят нередко в полимиктовый меланж. Рассмотренные структуры представляют типичные серпентинитовые протрузивные диапиры, аналогичные соляным куполам.

Кроме того, мономиктовые меланжи нередко встречаются в основании крупных тектонических пластин, сложенных породами гипербазито-габбрового комплекса. Типичным примером может служить меланж, распространенный в основании Каратауского офиолитового аллохтона в хр. Султан-Уиздаг. В основании этой пластины прерывисто прослеживается пласт мономиктового меланжа, состоящего из глыб гипербазитов, габброидов и лиственинитов в серпентинитовом цементе. Известняки и песчаники, подстилающие офиолитовый аллохтон, в составе глыб меланжа практически отсутствуют. Этот мономиктовый меланж тектонически родствен серпентинитовым тектонитам подошвы массива Рай-Из и имеет постепенные переходы к вышележащим габброидам.

Полимиктовый меланж представляет наиболее широко распространенный тип меланжа на Урале. Для него характерны блоки, глыбы и линзы гипербазитов, габброидов, амфиболитов, вулканогенных пород, кремней и известняков, перемешанных в серпентинитовом цементе. Нередко в составе полимиктового меланжа появляются экзотические глыбы пород, неизвестных в близлежащих участках или вообще чуждых данной структурной зоне. В качестве примера приведем Кувандыжский меланж [Перфильев, Руженцев, 1973] Сакмарского аллохтона, обнажающегося в окрестностях г. Кувандык по левобережью р. Сакмары. Это — брекчия, состоящая из глыб силурийских кремней, песчаников, диабазов, спилитов, девонских альбитофиров, ордовикских аргиллитов, габброидов, амфиболитов, массивных гипербазитов и карбонатизированных серпентинитов. Среди глыб встречаются крупные линзы (до 1 км) кембрийских известняков и блоки кристаллических сланцев, чуждые данной структурной зоне. Все эти глыбы перемешаны; простираения пород в них имеют самый различный азимут; они ориентированы под углом друг к другу даже в соседних глыбах. Размеры глыб колеблются от десятков сантиметров до сотен метров и даже километра. Такого же типа полимиктовый меланж изучен на юге Сакмарского аллохтона в южном обрамлении Хабаровинского массива в бассейне р. Косагач. В составе глыб широко распространены гипербазиты, габброиды, вулканиты, известняки силура и девона. Здесь, правда, отсутствуют породы, чужеродные для данной зоны. По-видимому, к этому же типу следует отнести макромеланж, прослеживающийся в виде широкой полосы вдоль западного ограничения Магнитогорской зоны эвгеосинклинали. Эта полоса известна в литературе под названием Главного Уральского глубинного разлома [Херасков, Перфильев, 1963]. Здесь в серпентинитовую массу включены крупные блоки и линзы гипербазитов, габброидов, вулканогенно-осадочных пород разного возраста и известняков, размеры которых достигают нескольких (до десяти) километров в длину.

Отличительная особенность меланжа описанного типа заключается в значительной гомогенизации обломков и блоков, примерно равномерно перемешанных в массе меланжа. В результате этого нет крупных участков, в которых преобладает тот или иной тип пород в составе включений. Везде набор пород в глыбах примерно одинаков. Этот тип меланжа отчетливо приурочен к основанию крупных тектонических пластин, являясь той пластичной "постелью", по которой передвигались пластины в процессе шарьирования.

Несколько иной тип полимиктового меланжа изучен в южной части Сакмарской зоны [Пейве и др., 1971б; Перфильев, Руженцев, 1973]. Для него характерен неоднородный по составу набор пород в глыбах от места к месту в пределах единого меланжевого поля. Эти меланжи либо распространены в ядрах протрузивных куполов, либо образуют дискордантные к вмещающим структурам протрузивные тела неправильной формы, прорывающие тектонические пластины вулканогенно-осадочных пород. Состав блоков здесь, кроме обязательно присутствующих глыб габброидов и гипербазитов, определяется составом вмещающих пород, которые могут иногда сохранять и элементы залегания пород обрамления. Для этого меланжа, таким образом, характерна слабая гомогенизация глыб. Однако при дальнейшем развитии протрузии глыбы могут перемещаться, и меланж становится значительно более гомогенным.

Как видно из сказанного, серпентинитовые тектониты нельзя рассматривать как непосредственное меланократовое основание эвгеосинклинальных серий. В процессе тектонического развития они были перемещены в виде протрузий или шарьированы, насыщены чужеродными породами; полностью потеряли свою первичную внутреннюю структуру и связь с материнскими массами. Серпентинитовые меланжи также косвенно указывают на существование такого меланократового основания в эвгеосинклинальной области.

Изложенный выше материал позволяет наметить то общее, что объединяет рассмотренные массивы.

1. Во всех случаях, когда наблюдается ненарушенное тектонически соотношение этих пород с вулканитами эвгеосинклинальной зоны, они залегают в основании эвгеосинклинальных серий, слагая нижние части тектонических пластов. Такое положение гипербазит-габбро-амфиболитовых комплексов позволяет рассматривать их как меланократовое основание эвгеосинклинальных серий, существовавшее в период их накопления. Такое представление обосновано в ряде работ советских и зарубежных исследователей (в том числе и автором) для разных регионов [Пейве, 1969; Пейве и др., 1971а, 1972 а,б; Перфильев, Руженцев, 1973; Иванов и др., 1974б; Книппер, 1975; Bailey и др., 1970; Dewey, Bird, 1971].

Существуют различные представления о соотношении пород основания с эвгеосинклинальными комплексами. Согласно одному из них, наиболее отчетливо сформулированному А.Л. Книппером [1975], гипербазиты и габброиды значительно древнее вышележащих серий (предполагается даже их архейский возраст), испытали многократную складчатость и метаморфизм. Их соотношение с вулканогенно-осадочными толщами аналогично соотношению фундамента и чехла платформ. Другая точка зрения предусматривает тесную связь габброидов основания с вышележащими основными вулканитами [Dietz, 1961; Dewey, Bird, 1970].

Приведенный выше материал не может быть интерпретирован однозначно. Действительно, контакт габброидов и диабазов, как правило, замаскирован метаморфическими образованиями. Однако, я думаю, что для Урала наиболее распространенное явление – тесная связь габброидов и вышележащих пород. На это указывает конформность внутренней структуры тех и других и описанный в Каратауском аллохтоне непрерывный переход от габбро к диабазам. В связи с этим термин "меланократовое основание" не совсем верно отражает существо. Это не самостоятельный фундамент эвгеосинклинальных серий, а просто их нижняя, отличающаяся по составу (и по генезису) часть.

Структурная дисгармония скорее связана с границей дунит-гарцбургитового комплекса и габброидов. Факты, приведенные в работе А.Л. Книппера по Альпийскому поясу, и данные, изложенные в статье А.В. Пейве [1975] по геологии Срединно-Атлантического хребта, не позволяют сомневаться, что в этих районах наблюдается временной разрыв и складчатость между гипербазит-габбровыми комплексами и толеитовыми лавами. Вероятнее всего, реально существуют оба типа соотношений. Более того, даже в пределах Урала в некоторых зонах основные вулканиты низов эвгеосинклинальной серии, вероятно, отделены от подстилающих пород этапом интенсивной деформации. Именно такой вывод делает С.В. Руженцев [1974] для Сакмарского аллохтона. Но этот случай требует тщательного дополнительного изучения.

2. Породы меланократового основания образуют закономерный вертикальный разрез (рис. 17), в котором снизу вверх выделяется:

А. Дунит-гарцбургитовый комплекс, сложенный преимущественно гарцбургитами с переменным количеством жил и тел дунитового состава. Максимальная видимая мощность комплекса (Войкарский массив) превышает 3 км. Породы этого комплекса имеют свою внутреннюю структуру, которая фиксируется неравномерным полосчатым распределением пироксенов и хромшпинелидов. Как показали исследования С.В. Москалевой [1960] на массивах Крака и А.А. Савельева [1974] на Войкарском массиве, эта полосчатость резко дискордантна по отношению к структурам вышележащих комплексов.

Дунит-гарцбургитовый комплекс сопоставляется нами с породами верхней мантии современных океанических структур. Для Урала сопоставление дунит-гарцбургитовой ассоциации с породами верхней мантии впервые было сделано С.В. Москалевой [1960] и в дальнейшем нашло многочисленных последователей.

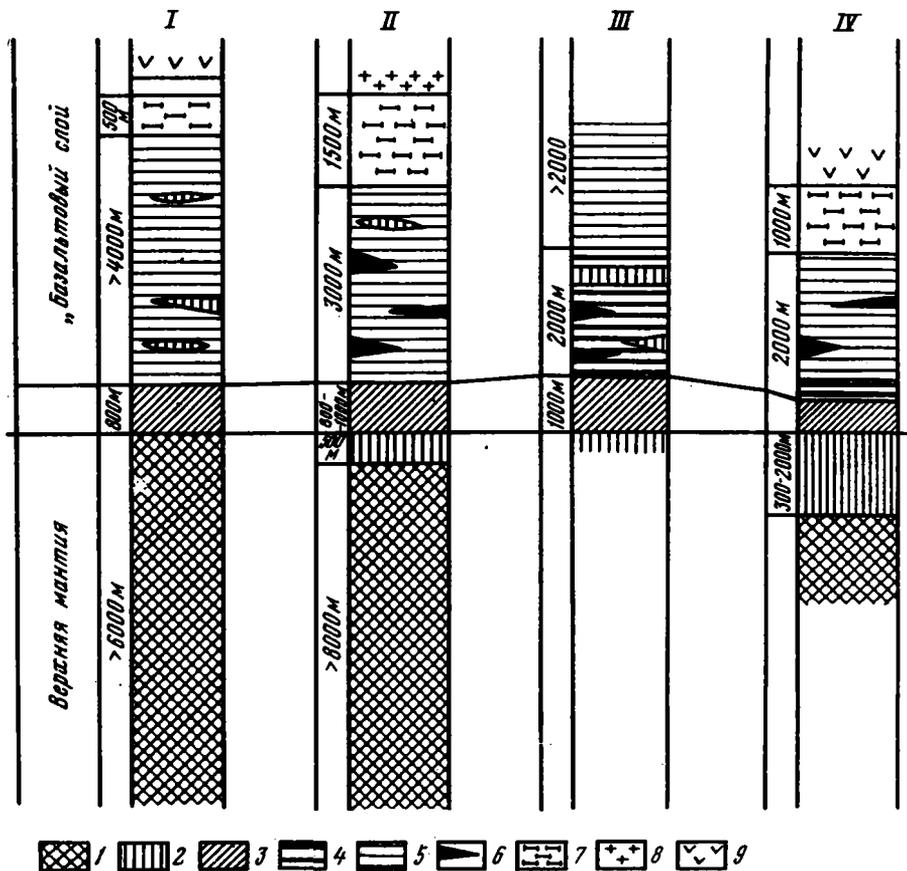


Рис. 17. Сопоставление разрезов меланократового основания

1 - дунит-габбровые комплексы; 2 - дуниты; 3 - полосчатый комплекс; 4 - троктолиты; 5 - габбро; 6 - клинопироксениты; 7 - амфиболиты; 8 - пльгиограниты; 9 - диабазы. Массивы: I - Сыум-Кеу, II - Войкарский, III - Кылымский, IV - Хабарнинский

телей. Ультрабазитовый состав верхней мантии современных океанов принимается сейчас большинством исследователей.

Б. Дунит-клинопироксенит-габбро-амфиболитовый комплекс - сложный и имеет свою внутреннюю стратификацию (рис. 18). В его основании прослеживается четкий маркирующий горизонт, представляющий чередование дунитов, верлитов, клинопироксенитов, троктолитов и других габброидов. "Полосчатый" горизонт иногда прослеживается непрерывно на многие десятки километров и даже до 100 км, как, например, Войкарский массив, имея мощность от нескольких сотен метров до 1 км.

Строение полосчатого горизонта несколько меняется от места к месту и от массива к массиву, однако везде наблюдается закономерное увеличение роли габброидов вверх по разрезу и преобладание верлитов и пироксенитов в нижней его части. Здесь же изредка появляются линзы пород гарцбургитового состава. В ряде случаев (Войкарский, Кылымский, Хабарнинский массивы) в основании полосчатого горизонта обособляются мощные линзы дунитов, возможно заслуживающие выделения в самостоятельный "пласт".

Полосчатый горизонт представляет собой частое чередование линз и будин пород разного состава, нередко наблюдаются сложные складки течения. Мощность линз и будин варьирует от сантиметров до нескольких десятков метров, прослеживаясь по простиранию на 1-2 км. Однако несмотря на все признаки

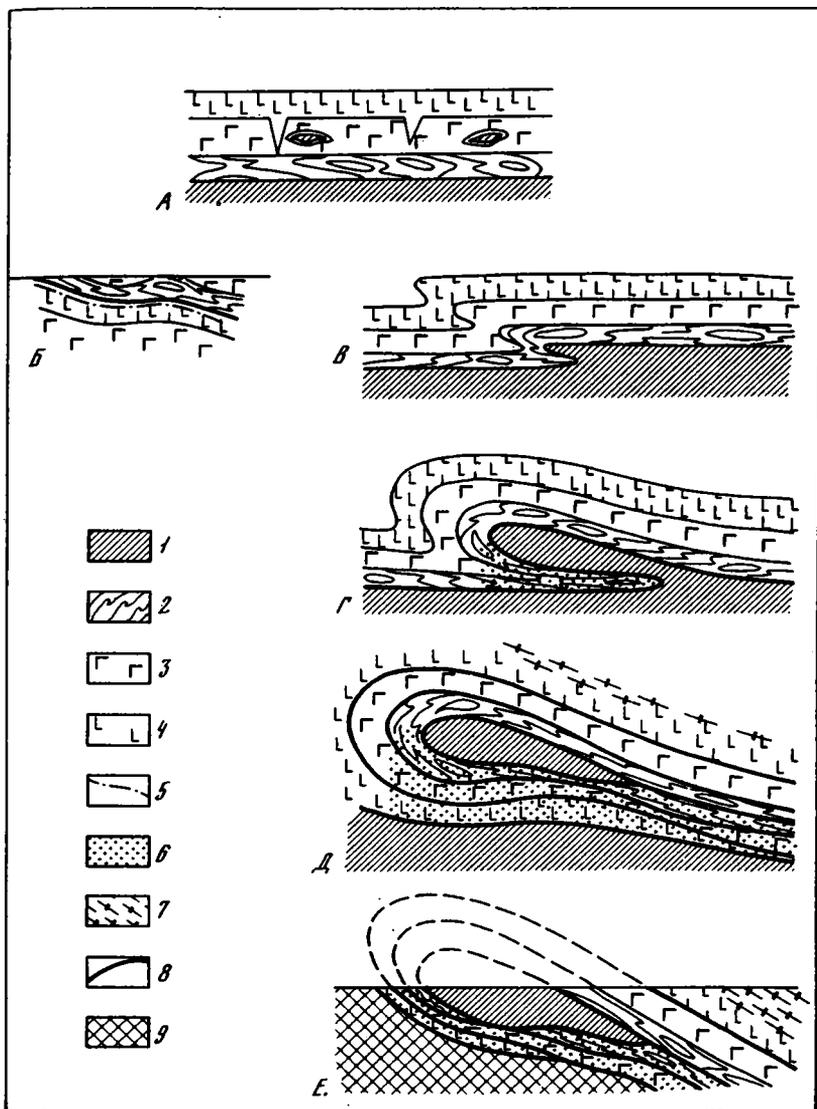


Рис. 18. Схема преобразования структуры пород меланократового основания
 1 - дунит-гарцбургитовый комплекс; 2 - полосчатый комплекс; 3 - габброиды; 4 - амфиболитизированные диабазы, комплекс параллельных даек; 5 - пироксен-плаггиоклазовые тектониты; 6 - метаморфиты повышенных давлений; 7 - плагиограниты; 8 - бластомилониты и зоны межпластовых проскальзываний; 9 - миогеосинклинальные отложения; А-Е - последовательные стадии формирования структуры офиолитового массива

интенсивного пластического течения минеральный агрегат имеет отчетливую гранобластовую структуру. Полосчатый горизонт сопоставляется с поверхностью Мохоровичича палеоокеанической коры.

Полосчатый горизонт вверх по разрезу постепенно сменяется мощной (до 6-8 км) серией преимущественно габброидных пород. Среди габброидов нередко встречаются крупные тела клинопироксенитов, дунитов и других ультраосновных пород. Сами габброиды часто имеют полосчатое строение, и в них также фиксируются многочисленные складки течения и структуры тектонического разлинования.

Габброиды, входящие в состав рассматриваемого комплекса, очень разнообразны. Здесь описаны троктолиты, оливиновое габбро, диопсидовое габбро, габбро-нориты и т.д. Общая особенность этих пород – повышенная основность, плагиоклазов ($Ap = 80-95$), постепенные переходы между всеми перечисленными разностями, такситовая полосчатая текстура и гранобластовая структура. Габброиды метаморфизованы в разной степени, вплоть до образования амфиболитов и эклогитоподобных пород. Сохраняются и почти неметаморфизованные разности.

В верхних частях разреза слоя, выше габброидов, появляются амфиболиты различного типа, формирующиеся за счет вулканитов основного состава. Эти амфиболиты связаны постепенными переходами с диабазами и спилитами, а сами содержат горизонты микрокварцитов и слюдяных сланцев, возникших за счет метаморфизма первично осадочных пород. С точки зрения динамических условий метаморфизма, приведших к образованию этих пород, можно говорить о двух генерациях.

Амфиболиты первой генерации (в качестве примера можно указать восточное обрамление Войкарского массива и небольшие выходы габброидов и амфиболитов на востоке Мугоджарского антиклинория Южного Урала) представляют своеобразные породы, отвечающие по своим минеральным ассоциациям эпидот-альбит-амфиболитовой субфации зеленосланцевой или амфиболитовой фаций метаморфизма, но сохранившие полностью структурные и текстурные особенности первичных пород. На Полярном Урале – это диабазовые порфириты, габбро-диабазы и диабазы, представляющие собой реликты комплекса параллельных даек. В Мугоджарах, наряду с метаморфизованными габбро-диабазами и диабазовыми порфиритами, встречены шаровые лавы, сохранившие свою первичную текстуру, но метаморфизованные до амфиболитовой фации. Иногда среди этих пород появляются неправильные гнезда и линзообразные тела амфиболовых габбро, представляющие по существу перекристаллизованные исходные породы, однако никакие директивные направления минералов при этой перекристаллизации не возникают. Можно предположить, что такой метаморфизм протекал в условиях температур амфиболитовой фации, но без четких стрессовых напряжений. В обоих рассмотренных случаях метадиабазы залегают структурно выше габброидов. В некоторых случаях по диабазам образуется метасоматическое габбро, близкое по составу габброидам, рассмотренным выше. Мощность таких габброидов может достигать нескольких сотен метров (Каратауский аллохтон).

На гипербазиты, габброиды и амфиболиты первой генерации накладывается метаморфизм, связанный со стрессовыми напряжениями. В гарцбургитовом комплексе это выразилось в образовании оливин-антигоритовых гнейсов (войкариты); габброиды и амфиболиты первой генерации превращаются в гранатовые и безгранатовые амфиболиты, эклогитоподобные породы и т.д. Этот же тип метаморфизма накладывается и на перекрывающие вулканогенно-осадочные серии, низы которых превращаются в гранатовые и безгранатовые амфиболиты, быстро сменяющиеся вверх по разрезу аповулканогенными зелеными сланцами. Таким образом, в процессе стрессового метаморфизма происходит наращивание слоя Б за счет метаморфизованных вулканитов низов эвгеосинклинального разреза. Мощность слоя Б достигает 6–8 км, причем мощность его верхней (аподиабазовой) части колеблется, достигая местами 1,5–2 км.

Слой Б хорошо сопоставляется с породами, драгированными из современных океанов [Марков, 1975]. Породы этого слоя сопоставляются многими исследователями, в том числе и автором, с "базальтовым" слоем океанической коры [Пейве и др., 1972а, б; Марков, 1975; Макарычев, 1975].

3. Структурные формы, в которых находятся породы меланократового орогенеза, можно свести к четырем основным типам:

А. Простые целиковые тектонические пластины, шарьированные в горячем состоянии, например, породы дунит-клинопироксенит-габбрового (платиноносного) комплекса Тагильской зоны. Покровы, сложенные породами этого комп

лекса, сорваны примерно по кровле гарцбургитов (слой А) и сложены породами слоя Б. В их основании фиксируется высокотемпературный тектонит. Для этих структур не характерно развитие метаморфид стрессового типа (амфиболитов второй генерации).

Б. Целиковые массы гипербазито-габбровых пород образуют ядра гигантских лежащих складок, расположенных в нижней части крупных тектонических пластин, сложенных эвгеосинклинальными образованиями. Метаморфиды стрессового типа связаны в основном с лежащими крыльями складок, хотя в меньшей степени они проявлены и в висячих крыльях. В качестве примера были рассмотрены Войкарский, Кемпирсайский и Хабарнинский массивы.

В. Гипербазиты и габброиды, слагающие низы крупных эвгеосинклинальных тектонических пластин с нормальной последовательностью пород от тектонизированных гарцбургитов внизу через габброиды до амфиболитов верхов разреза меланократового основания, например крупный целиковый Нуралинский массив и другие восточного обрамления Уралтауского антиклинория.

Г. Серпентинитовые тектониты и серпентинитовые меланжи.

4. Формирование меланократового основания Уральской эвгеосинклинали можно представить себе следующим образом. На дострессовой стадии формирования меланократового основания его разрез выглядел следующим образом (снизу вверх): дунит-гарцбургитовый комплекс; габброиды (с полосчатым горизонтом в основании); диабазы, превращенные в амфиболиты первой генерации. Наиболее древний член разреза – гарцбургиты. Габброиды воздействуют на гарцбургиты и перекрывают их со структурным несогласием. Большинство исследователей рассматривают гарцбургиты как релит, оставшийся после выплавки толеитов из пиролита.

Наиболее сложен вопрос о генезисе габброидов и пород полосчатого горизонта. Одна из этих точек зрения, активно развиваемая в работах В.Ф. Морковкиной [1967] и А.А. Ефимова [1973], предполагает, что эти породы представляют результат метасоматической переработки гипербазитов при привносе в систему больших объемов Са и Аи при выносе Fe и Mg. В пользу такого предположения говорят многие факты. Главные из них – высокая степень приближения парагенезисов минеральных фаз к равновесности [Иванов и др., 1973а], метаморфическая структура и текстура пород [Ефимов, Ефимова, 1974], непосредственные наблюдения, показывающие метасоматическое преобразование гипербазитов с образованием всей гаммы пород, характерных для полосчатого горизонта. Судя по устойчивому парагенезису $Ol + An$ предполагается, что процесс происходил в условиях высоких (не ниже 800°C) температур при незначительных давлениях.

При такой трактовке приходится предполагать, что первоначально формируется двухслойный разрез (гарцбургит внизу и диабаз наверху). Под влиянием каких-то глубинных высокотемпературных метасоматических агентов верхняя часть гарцбургитов (а местами и низы диабазов, см. Каратауский аллохтон) преобразуется в габброиды. Вышележащая часть диабазов испытывает только температурное воздействие, превращаясь в амфиболиты первой генерации. С позиций такой гипотезы трудно объяснить природу нижней границы зоны метасоматической переработки и отчетливую общую вертикальную зональность (верлиты, клинопироксениты и дуниты, преобладающие внизу, и габброиды сверху).

Другая концепция [Tayer, 1963, 1969a,b] предполагает, что породы слоя Б представляют расслоенный комплекс, возникший при сложной дифференциации магмы толеитового состава. Слабые стороны этой концепции не требуют пояснения. Это те факты, которые и заставили А.А. Ефимова и В.Ф. Морковкину выдвинуть метасоматическую гипотезу.

Какую бы концепцию мы не принимали, несомненно, что габброиды (вместе с полосчатым горизонтом) и амфиболиты первой генерации представляют метаморфиты низких давлений и высоких температур. В зависимости от представлений об исходном субстрате габброидов (магматическое габбро толеитового состава или ультраосновные породы) допускается разный масштаб и ха-

ракти метасоматических преобразований, даже если метагабброиды имеют апогаббровую природу, то в результате метаморфизма они преобразовываются в анортитовые габбро, что должно было бы сопровождаться выносом натрия. Это хорошо коррелируется с ранним натриевым метасоматозом в вышележащих вулканитах. Граница слоя Б с гарцбургитами рассматривается как зона пластического течения, синхронного или более раннего, чем этот метаморфизм. Геодинамически таким условиям может отвечать растяжение, при котором происходит горизонтальное движение примерно по верхней границе дунит-гарцбургитового комплекса. Это движение должно происходить при достаточно высоком тепловом потоке (высокотемпературный метаморфизм) и на небольшой глубине (отсутствие минеральных ассоциаций высоких давлений; см. рис. 18).

Следующая стадия преобразований связана с формированием амфиболитов, связанных со стрессовыми напряжениями, лежащих складок и тектонических покровов. В наиболее простом случае габброиды и вышележащие комплексы срываются примерно по своему основанию и надвигаются на диабазовые толщи (см. рис. 18,б). При этом надвигающиеся массы достаточно разогреты. Так формируются структуры, характерные для дунит-клинопироксенит-габбрового (платиноносного) комплекса.

В большинстве случаев тектоническое сжатие, по-видимому, осуществляется несколько иным путем. Вместо простого тектонического покрова начинает формироваться лежащая складка, ядро которой образовано гарцбургитами (см. рис. 18, в, г). По мере дальнейшего роста такой лежащей складки гарцбургитовое ядро обособливается от основной части гарцбургитового "слоя" и движение такой складки напоминает перемещение гусеницы (см. рис. 18, д). По одной или многим плоскостям габбро-амфиболитовая рубашка прокручивается вокруг пережатого гарцбургитового ядра такой "гусеницы", а на ее фронтальной части создаются условия сверхдавлений. Гарцбургитовое ядро, видимо, достаточно разогрето. Во всяком случае, как отмечалось, по направлению к ядру минеральные ассоциации метаморфит становятся более высокотемпературными. Габброиды, аподиабазовые амфиболиты первой генерации и диабазы "прокатываются" через зону сверхдавлений в лобовой части гусеницы и превращаются, в той или иной степени, в метаморфиты второй генерации (гранатовые амфиболиты, эклогитоподобные породы, глаукофановые сланцы). Метаморфиты включают будины относительно неизмененных пород, так как "прокатывание" проходит по сложной системе зон пластического течения, количество и место которых во времени меняется. Возможно, на раннем этапе пластическое течение охватывает всю мощность габбро-амфиболитового слоя; по мере выведения "гусеницы" в более высокие горизонты пластическое течение концентрируется на границе габбро-амфиболитов и диабазов, где формируются глаукофановые сланцы, столь характерные для лежащего крыла складки. В процессе движения "гусеницы" в ее висячем крыле происходит плагиогранитизация (Войкарский массив) и образуется плагиогранитная "подушка".

На некотором уровне в коре пластическая деформация становится невозможной, и "гусеница" трансформируется в тектонический покров. Плоскость срыва может проходить в разной части лежащей складки, но чаще она приурочена к ее лежащему крылу (Войкарский, Хабарнинский массивы). В конечном результате образуется тектоническая пластина, в которой может сохраниться только висячее крыло складки, подстилаемое в той или иной степени тектонизированными породами гарцбургитового комплекса.

Я думаю, что формирование "гусеницы" - наиболее распространенный процесс выведения крупных блоков гипербазито-габбровых пород основания в высокие горизонты коры. Действительно, в большинстве крупных аллохтонных масс этих пород, в серпентинитовых меланжах их основания встречаются тектонические линзы и пластины аподиабазовых и апогаббровых гранатовых амфиболитов эклогитоподобных пород, глаукофановых сланцев и других метаморфитов, например в Канаде [Misch, 1966], в Омани, Ньюфаундленде [Smith, 1958]. Эти метаморфиты, вероятно, представляют собой остатки подвернутого крыла лежащей складки, почти полностью уничтоженного в процессе шарьирования.

Как следует из механизма образования "гусеницы", гарцбургиты слагают пережатое бескорневое ядро этой структуры, а главная дискордантная тектоническая граница срыва располагается между полосчатым "горизонтом" и гарцбургитами. Иными словами, граница срыва при тектоническом ссучивании проходит там же, где и в покровах, сложенных породами дунит-пироксенит-габбрового (платиноносного) комплекса.

Выявляется характернейшая особенность формирования структуры меланократового основания. Как на раннем этапе развития, происходившем в условиях растяжения, так и на позднем этапе истории, когда в условиях тангенциального сжатия образовались лежащие складки и покровы, главная поверхность тектонического срыва и пластического течения проходила в одной и той же части разреза пород основания – именно в той, которая отвечала границе Мохоровичича океанической коры геологического прошлого.

История формирования меланократового основания – процесс сложный и длительный. В этом процессе, на разных его этапах, происходило изменение состава пород отдельных "слоев", менялась их мощность и внутренняя структура. Поэтому наблюдаемые сейчас выходы пород гипербазито-габбрового основания палеоокеанических структур нельзя рассматривать как прямые выходы океанической коры. Это сложные комплексы, в которых запечатлены различные геологические процессы, в том числе и процессы тектонического выведения "океанического основания" в верхние горизонты коры.

КОМПЛЕКС РИФТОГЕННОЙ СТАДИИ (См-О₁)

Рассматриваемый комплекс не имеет стратиграфических соотношений с эвгеосинклинальными отложениями и характеризуется вместе с ними на основании предполагаемого генетического единства. Породы комплекса развиты фрагментарно и частично располагаются в пределах миегеосинклинальной зоны Западного склона Урала (рис. 19). В других случаях они слагают отдельные тектонические пластины и блоки в пределах эвгеосинклинальной зоны, преимущественно в ее западных и восточных краевых частях. Строение, состав и стратиграфическая последовательность напластования этих отложений пока еще плохо изучены. Во многих случаях породы рифтогенного комплекса не отделены от выше- или ниже лежащих пород. Эти обстоятельства не позволяют на данной стадии изучения выделить конкретные формации, хотя в целом комплекс может быть охарактеризован как вулканогенно-молассоидный. Главная роль в составе комплекса принадлежит вулканитам (преимущественно основного состава, нередко субщелочным и щелочным) и терригенным породам, среди которых преобладают грубообломочные разности.

Вулканогенные породы лучше всего изучены на Приполярном Урале, где ими сложено несколько разобнесенных синклинальных структур в пределах Ляпинского поднятия [Голдин, Кармунов, 1973; Голдин, Пучков, 1974а, б; Пучков, 1974]. Эти породы по составу довольно сильно меняются от места к месту. В одних случаях (лорцемпейская свита) – это лавы, туфы и туфобрекчии базальтовых, андезито-базальтовых и трахиандезит-трахибазальтовых порфиритов с подчиненным количеством туфов трахилипаритового состава, выделенных Б.А.Голдиным и В.П.Давыдовым [1973] в качестве трахиандезит-дацитовой формации, в других – нефелиновые базальты, трахибазальты, базальтовые и андезито-базальтовые порфириты и их туфы, туфобрекчии [Голдин, Мизин, 1974]. Вулканиты щелочно-базальтового ряда сопровождаются дайками и гипабиссальными телами пикритовых порфиритов, сиенит-порфиров и эссексит-габбро-диабазов. Эта ассоциация вулканитов была выделена Б.А.Голдиным и В.Н.Пучковым (1974б) в качестве самостоятельной формации щелочных базальтоидов. Такое разделение вулканитов на разные формации, по-видимому, пока преждевременно, так как разные по составу вулканиты не образуют достаточно крупных самостоятельных тел, а незакономерно перемежаются в пространстве.

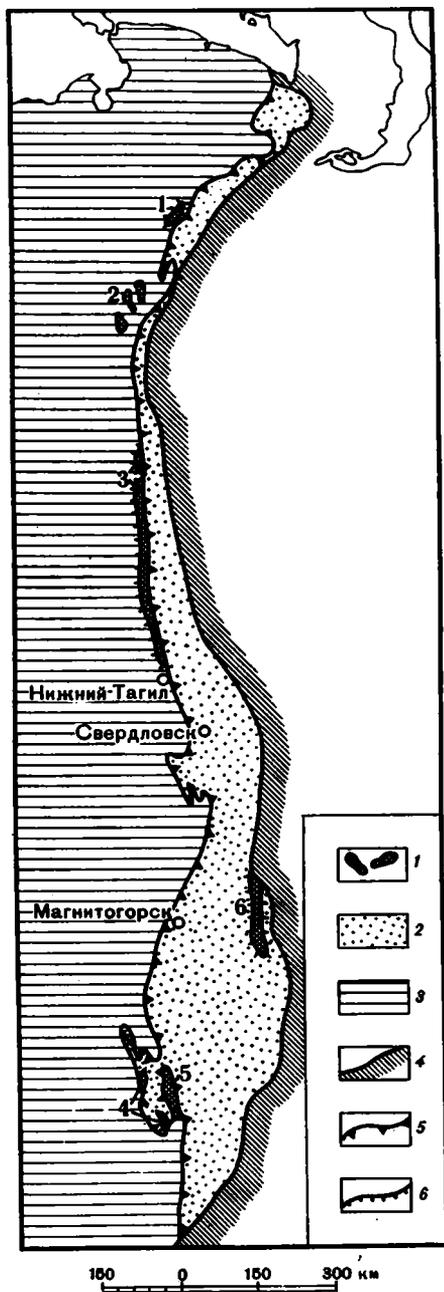


Рис. 19. Схема распространения пород рифтогенного комплекса

1 - выходы рифтогенных формаций; 2 - эвгеосинклинальная зона; 3 - миогеосинклинальная зона и Русская плита; 4 - Западно-Сибирская низменность; 5 - граница эвгеосинклинальных комплексов; 6 - тектонические границы. Цифры на карте отвечают выходам рифтогенных комплексов в структурах: 1 - Лемвинской зоны, 2 - Ляпинского поднятия, 3 - Тагильского прогиба, 4 - Сакмарского аллохтона, 5 - Эбетинской антиклинали, 6 - восточной части эвгеосинклинали

Вулканические породы появляются в рассматриваемом комплексе и на Южном Урале в Сакмарском аллохтоне, где они слагают отдельные тектонические пластины. Вулканиты в составе верхнекембрийско-трематодских отложений выявлены только в последнее время [Кориневский, 1973; Руженцев, 1974]. В южной части Сакмарского аллохтона, среди обломочных пород куагачской свиты (St_3-O_1) вулканиты образуют отдельные тектонические пластины. Это порфириды базальтового и андезитобазальтового состава, нередко щелочные и субщелочные. Для некоторых покровов характерна типичная подушечная отдельность.

Там же, на Южном Урале, к востоку от Сакмарского аллохтона породы рассматриваемого комплекса слагают Эбетинскую антиклиналь. Наряду с породами основного состава здесь развиты и кислые. Первые представлены диабазами, диабазовыми порфиридами (часто миндалекаменными) и габбро-диабазами. Они слагают мощные пластообразные тела среди терригенных пород. Кислые разности представлены породами плагиолипаритового ряда (альбитофиры, кварцевые альбитофиры, фельзит-порфиры). Основные и кислые породы не слагают единой толщи, а приурочены к разным частям разреза комплекса (основные к низам, а кислые к верхам), будучи разделены терригенными породами.

Относительно природы основных и кислых пород Эбетинской антиклинали существуют различные мнения. Одни исследователи считают их преимущественно вулканическими образованиями на основании пластовой формы залегания, наличия туфогенной примеси в обломочных породах и др. [Херасков, 1967; Абдулин, 1973]. На это же косвенно указывает появление миндалекаменных разностей и лавоконгломератов. А.Т.Зверев [1973в] обнаружил у кислых и основных пород четкие интрузивные контакты, на основании чего все эти породы отнес к гипабиссальным образованиям. Однако для наших целей этот вопрос не играет принципиальной роли, так как синхронность магматических пород с осадочными при обеих трактовках не вызывает сомнения (наличие их обломков в песчаниках рассматриваемого комплекса). Вулканиты обычно зеленокаменно-

изменены и альбитизированы, не считая локальных участков, где метаморфизм достигает более высокой степени.

Как видно из короткого описания, магматические породы комплекса отличаются очень пестрым характером. Местами (Приполярный Урал) — это лавы и пирокластические образования, причем количественные соотношения тех и других очень сильно меняются. Наблюдается линзовидное выклинивание лавовых потоков в туфах и линзы туфов среди лав [Голдин, Давыдов, 1973]. В южных районах распространены в основном лавы, образующие протяженные пласты среди терригенных пород.

Столь же разнообразна и петрохимическая характеристика вулканитов (рис. 20). По кремнекислотности преобладают породы базальтового и андезитового состава. Однако иногда, как отмечалось, среди них появляются кремнекислые и ультраосновные разновидности. Рассматриваемые вулканиты характеризуются необычайно большой дисперсией суммарной щелочности, в общем независимой от основности пород (см. рис. 20, а). Как видно из этого графика, намечается два максимума. Один в пределах от 3 до 6,3% (SiO_2 — 40–53%), а другой в области резко щелочных пород (от 12,5 до 13,5% при содержании кремнезема от 50 до 65%). Отношение $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ для вулканитов колеблется в очень широких пределах и не обнаруживает связи с содержанием SiO_2 (см. рис. 20, б). Вероятно, это связано с наложенными метаморфическими процессами, изменившими первичные отношения щелочей. Однако, как видно из графика (см. рис. 20, б), наряду с породами натриевого и калий-натриевого ряда есть щелочные базальты и андезит-базальты калиевой специализации. Вулканиты комплекса характеризуются в целом повышенными содержаниями TiO_2 (до 3,5%) при очень большой дисперсии содержания TiO_2 в породах базальт-андезитового ряда (см. рис. 20, в). Наблюдается закономерное понижение содержания этого окисла в кремнекислых породах.

Разные по составу и петрохимическим особенностям вулканиты пространственно (или в разрезе) обычно разобщены. Выше отмечалось, что на Приполярном Урале [Пучков, 1974] в одних структурах развиты вулканиты трахиандезит-базальтового состава, в других — щелочные базальтоиды. По-видимому, дальнейшее изучение позволит выделить несколько самостоятельных магматических формаций.

Осадочные породы комплекса представлены преимущественно обломочными породами. Особенно широкое распространение имеют песчаники, гравелиты, конгломераты, реже встречаются алевролиты и глинистые сланцы и еще реже линзы известняков. Это обычно толстослоистые, неритмичные серии песчаников и гравелитов с линзами конгломератов. В основании разреза комплекса (там, где оно видно) присутствуют базальные конгломераты, состоящие из обломков подстилающих рифейско-вендских образований. Для песчаников характерна косая слоистость и знаки ряби. По своему строению терригенные породы имеют молассоидный облик. Это мелководные морские отложения. Только на Приполярном Урале появляются красноцветные песчаники и гравелиты, возможно, континентального происхождения.

По составу наблюдается самый широкий спектр обломочного материала от полимиктового до аркозового или чисто кварцевого. На Приполярном Урале это в основном полимиктовый материал, состоящий из обломков подстилающих пород, среди которых (особенно в базальных горизонтах) широко распространены обломки вендско-кембрийских гранитоидов.

На Южном Урале (Сакмарский аллохтон) терригенные породы известны под названием кидрясовской свиты [Лермонтова, Разумовский, 1932; Павлинов, 1937; Леоненко, 1955; Келлер, Розман, 1961; Петровский, 1962; Петров, 1970]. Свита сложена аркозовыми и кварц-глауконитовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами и аргиллитами. В составе обломочного материала преобладают кварц, полевой шпат (в том числе и калиевый), слюда, обломки гранито-гнейсов. Характерно появление в обломках вулканитов основного состава. Отдельные линзы гравелитов и конгломератов имеют чисто кварцевый состав.

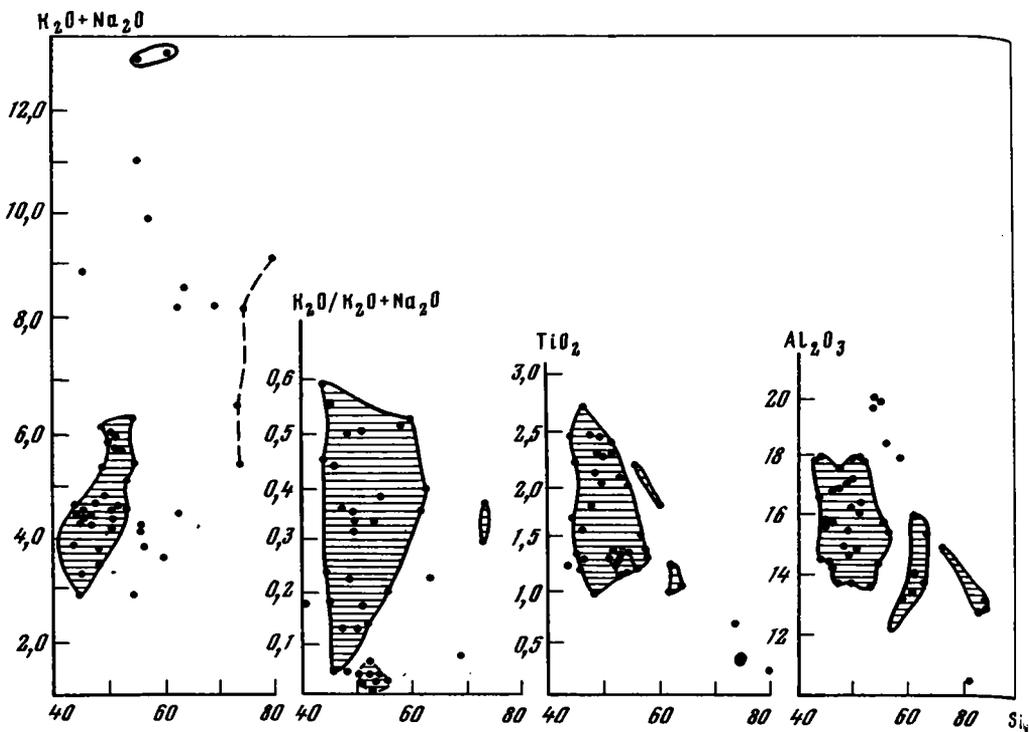


Рис. 20. Фигуративные точки и поля составов вулканитов рифтогенной стадии Урала

В Эбетинской антиклинали [Херасков, Милановский, 1953; Шарфман, Горохов, 1965; Зверев, 1973 а, б] в основном распространены полимиктовые разности песчаников и граувакки, обломочный материал которых состоит из подстилающих вулканитов. Часто отмечается примесь туфогенного материала. Наряду с такими породами в разрезе появляются аркозовые песчаники, сходные с песчаниками кидрясовской свиты.

Количественное соотношение вулканических и осадочных пород в составе комплекса варьирует в широких пределах. На Приполярном Урале вулканогенные образования иногда слагают почти весь разрез комплекса, хотя здесь же в других структурах вулканиты почти отсутствуют и широко распространены грубообломочные породы [Пучков, 1974].

В Сакмарском аллохтоне вулканические породы (лавы) резко подчинены. В южной части аллохтона ими сложены отдельные пласты (от первых метров до первых десятков метров по мощности), разделенные песчаниками (куагачская свита). В остальной части аллохтона комплекс почти целиком сложен терригенными породами, среди которых отмечаются редкие, маломощные, быстро выклинивающиеся пласты диабазов. В Эбетинской антиклинали разрез также в основном сложен осадочными породами.

Соотношение рассматриваемого комплекса с отложениями другого возраста в большинстве случаев тектоническое. Однако в отдельных случаях удается наблюдать и стратиграфические контакты. В пределах Эбетинской антиклинали, на ее западном крыле (бассейн р. Чаушки) хорошо виден базальный конгломерат, начинающий разрез комплекса [Шарфман, Горохов, 1965; Херасков, 1967; Зверев, 1973а]. Галька в основном состоит из обломков подстилающих пород лушниковской свиты (R-Сп?). Хотя наличие стратиграфического перерыва в основании разреза не вызывает сомнения, угловое несогласие в этом случае отсутствует. На Приполярном Урале [Пучков, 1974] также предполагается залегание пород комплекса с размывом на вендско-кембрийских (?) образованиях. Это доказывается обилием обломков подстилающих пород в базальных конгломератах.

Вверх по разрезу породы рифтогенного комплекса постепенно сменяются толщами иной формационной принадлежности. На Приполярном Урале [Пучков, 1974, 19756] в западной части Ляпинского поднятия они согласно и с постепенными переходами перекрыты кварцевыми песчаниками нижнеордовикского возраста (тельпосская свита), относящимися к основанию шельфовых разрезов миогеосинклинальной зоны (см. выше). Эти кварцевые песчаники залегают не только на рифтогенных образованиях, но и на породах рифейского и вендско-кембрийского (?) возраста.

В восточной части Ляпинского поднятия рифтогенные отложения сменяются выше ордовикскими тонкообломочными отложениями фаций континентального подножия (погурейская свита) [Пучков, 1974]. Такая же картина наблюдается и на Южном Урале (Эбетинская антиклиналь). Песчаники и гравелиты тремадока вверх по разрезу становятся все более мелкозернистыми, в них появляются пачки и прослои пестрых алевролитов и глинистых сланцев. Еще выше они постепенно сменяются толщей пестрых алевролитов и сланцев (O_{1-2}), относящихся к сланцевым формациям миогеосинклинальной зоны (отложения континентального подножия).

Возрастной диапазон пород рассматриваемого комплекса хорошо установлен только на Южном Урале. В пределах Сакмарского аллохтона в отложениях кидрясовской свиты собрана обильная фауна трилобитов и брахиопод верхнекембрийско-тремадокского возраста [Петровский, 1962]. В Эбетинской антиклинали породы комплекса также охарактеризованы богатой фауной верхнего кембрия - тремадока [Келлер, Розман, 1961; Шарфман, Горохов, 1965; Зверев, 1973а].

На Приполярном Урале возраст пород комплекса определяется по залеганию с размывом выше вендско-кембрийских (?) образований и постепенному переходу вверх по разрезу в нижнеордовикские толщи с тремадокской фауной [Раабен, 1959; Пучков, 19756]. Таким образом, не исключено, что здесь рассматриваемый комплекс несколько древнее, чем на Южном Урале.

Мощность пород, относимых к рассматриваемому комплексу, очень сильно варьирует. На Приполярном Урале в отдельных впадинах она достигает 1200 м; эти породы довольно быстро выклиниваются вкост простирания. На Южном Урале мощность пород превышает 500-600 м.

Породы, разновозрастные и близкие по составу к описанному комплексу, по-видимому, распространены и в других местах на западном склоне и в осевой полосе Урала. Вдоль западного обрамления Тагильского зеленокаменного прогиба, между ордовикскими вулканами эвгеосинклинали и рифейскими толщами Центрально-Уральского поднятия (как указывает Н.Ф.Мамаев) протягивается узкая полоса метаморфизованных сланцев и алевролитов с фауной среднего ордовика [Геология СССР, 1969]. В нижней части разреза появляются аловулканические зеленые сланцы и метапесчаники, которые, вероятно, отвечают рифтогенному комплексу.

По формационному составу к рассмотренному комплексу близка машакская свита Башкирского поднятия [Решетников, 1960; Гарань, 1963]. Она сложена песчаниками и конгломератами, содержащими нередко мощные пачки эффузивов основного состава. Среди последних появляются и щелочные разности вулканитов калиевого ряда. Верхняя часть свиты (кувьшская подсвита) сложена темными и пестрыми глинистыми сланцами, отвечающими скорее фациям континентального склона. Подавляющее большинство исследователей относит машакскую свиту к рифею. Однако исследования М.Е.Раабен [1967] показали, что такая датировка может быть ошибочной. Эта свита (по ее данным) занимает самое высокое положение в разрезе древних свит и может иметь нижнепалеозойский возраст. Древние цифры абсолютного возраста и геологические данные, обычно приводимые для обоснования ее возраста [Гарань, 1946; Иванов, 1956; Романов, 1974; Ротарь, 1974], требуют ревизии, так как к этой свите могли быть отнесены местами и действительно докембрийские породы. Критический анализ имеющихся геологических и геохронологических данных

(Раабен, 1978 г.) показал, что твердых оснований для рифейского возраста по род свиты нет.

Реставрация структурного плана и морфологии структур, формировавшихся на рассматриваемом этапе, связана с определенными трудностями. Практически только на Приполярном Урале выявлены конседиментационные структуры [Пучков, 1974; Голдин, Пучков, 1974б]. Как отмечалось выше, верхнекембрийско-нижнеордовикские отложения здесь слагают несколько самостоятельных грабенообразных структур, "запечатанных" нижнеордовикскими песчаниками тельпосской свиты. На конседиментационность этих структур указывает различие разрезов выполняющих их отложений (состав вулканитов, соотношение вулканитов и осадочных пород и т. д.), о которых упоминалось выше. По данным В.Н.Пучкова [1974, 1975б], эти структуры имеют отчетливое меридиональное, "уральское", простирание, секущее по отношению к северо-северо-западным простираниям более древних структур.

Указанные факты позволяют с некоторой долей условности проектраполировать разрозненные участки выходов пород комплекса на единый условный поперечный профиль и рассмотреть генеральное изменение строения комплекса вкрест простирания (рис. 21). Самой западной части такого генерального разреза будут отвечать верхнекембрийско-тремадоксские образования Ляпинского поднятия Приполярного Урала. Это подтверждается также и тем, что они стратиграфически перекрыты наиболее западными (шельфовыми) палеозойскими формационными комплексами миегеосинклиналиной зоны. В этой зоне породы комплекса накапливались в отдельных грабенообразных депрессиях, для которых характерны грубообломочные породы (конгломераты) и большое количество вулканитов (как лав, так и пирокластов). Вулканиты имеют щелочной уклон, являются ультраосновные породы (пикриты). Среди вулканитов распространены разности с повышенными содержаниями K_2O , характерно также повышенное содержание TiO_2 .

Более восточному сечению генерализованного профиля отвечают разрезы Сакмарского аллоктона. Здесь они сочетаются со сланцевыми разрезами восточной подзоны миегеосинклиналиной зоны (типа континентального подножия). Судя по разрезам куагачской и кидрясовской свит, осадконакопление происходило в едином седиментационном бассейне, хотя, возможно, в нем существовали отдельные конседиментационные структуры. На это указывает неравномерное проявление вулканизма. Осадочные породы менее грубые, чем в более западной части (гравелиты, песчаники, алевролиты):

Обломочный материал имеет аркозовый состав и связан с разрушением рифейских осадочных пород и гранитизированных метаморфических образований фундамента Русской плиты. Вулканизм проявляется локально, преимущественно в лавовых фациях; среди вулканитов, наряду с резко щелочными породами, нередко с повышенным содержанием K_2O , встречаются породы щелочно-земельного ряда и вулканиты, близкие к океаническим толеитам. Сохраняется большая дисперсия содержаний TiO_2 при высоких крайних значениях.

Еще восточнее располагались разрезы Эбетинской антиклинали. Это также преимущественно песчаники и алевролиты, в основном полимиктовые и граувакковые с большим количеством обломков основных вулканитов. Аркозовые породы образуют лишь отдельные прослои. Основные магматические породы (гипабиссальные и вулканиты) относятся к щелочноземельной серии. Они характеризуются низким содержанием TiO_2 и малой дисперсией его содержания. По своим петрохимическим особенностям они близки основным вулканитам нижних членов разреза эвгеосинклиналиных серий.

Рассмотренный комплекс отложений сопоставляется многими исследователями (в том числе и автором) с начальной - рифтогенной - стадией развития палеозойской океанической (эвгеосинклиналиной) структуры [Иванов и др., 1972, 1974б; Пучков, 1974; Руженцев, 1974], когда в результате расклеивания и раздвигания докембрийской континентальной коры закладывается новая структура с океанической корой. Впервые в палеозойских структурах та-

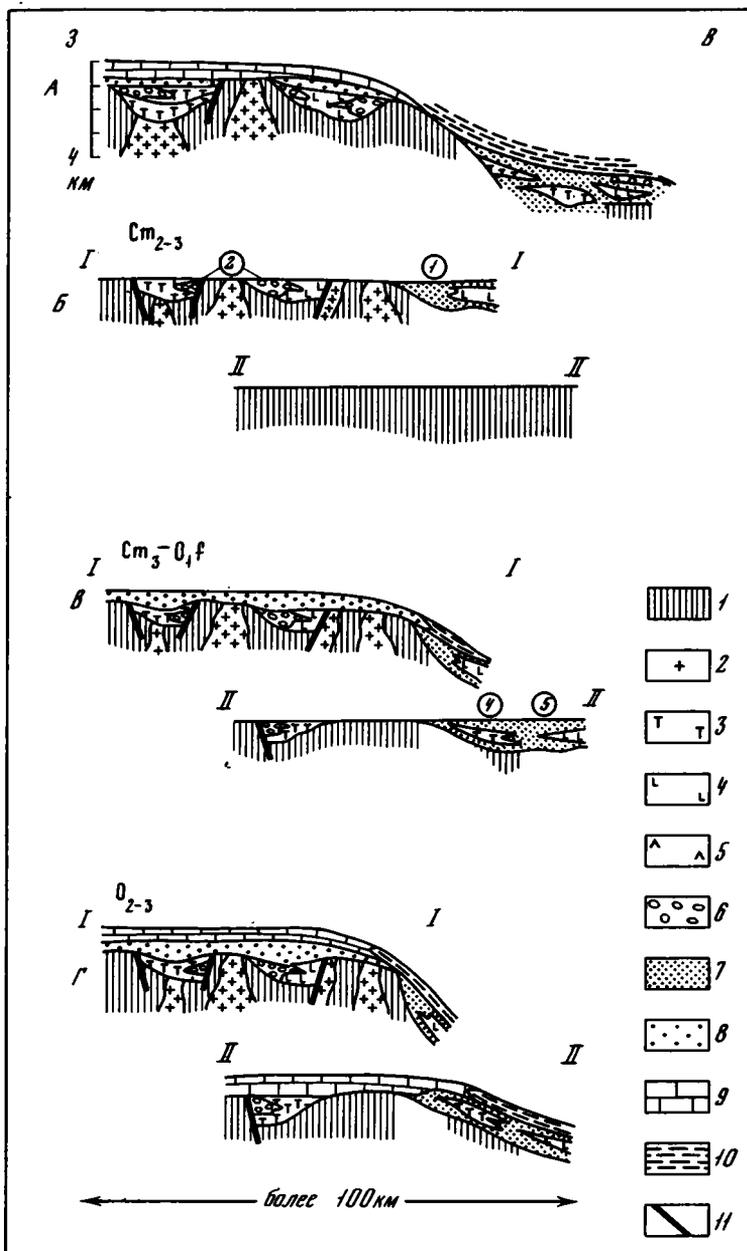


Рис. 21. Схематические палеоформационные профили

1 - комплексы доуралид; 2 - гранитоиды доуралид; 3-5 - вулканы щелочного (3), основного (4) и кислого (5) составов; 6 - конгломераты и гравелиты; 7 - полимиктовые песчаники и алевролиты; 8 - кварцевые песчаники фаллаховой формации; 9 - известняки шельфа; 10 - сланцы и алевролиты континентального склона и подножия; 11 - разломы. Профили: А - принципиальный. Стадии развития рифтов: Б - средний - поздний кембрий, В - поздний кембрий - тремадок, Г - средний - поздний ордовик. I-I - север Урала, II-II - юг Урала. Цифры отвечают типичным разрезам (см. рис. 19)

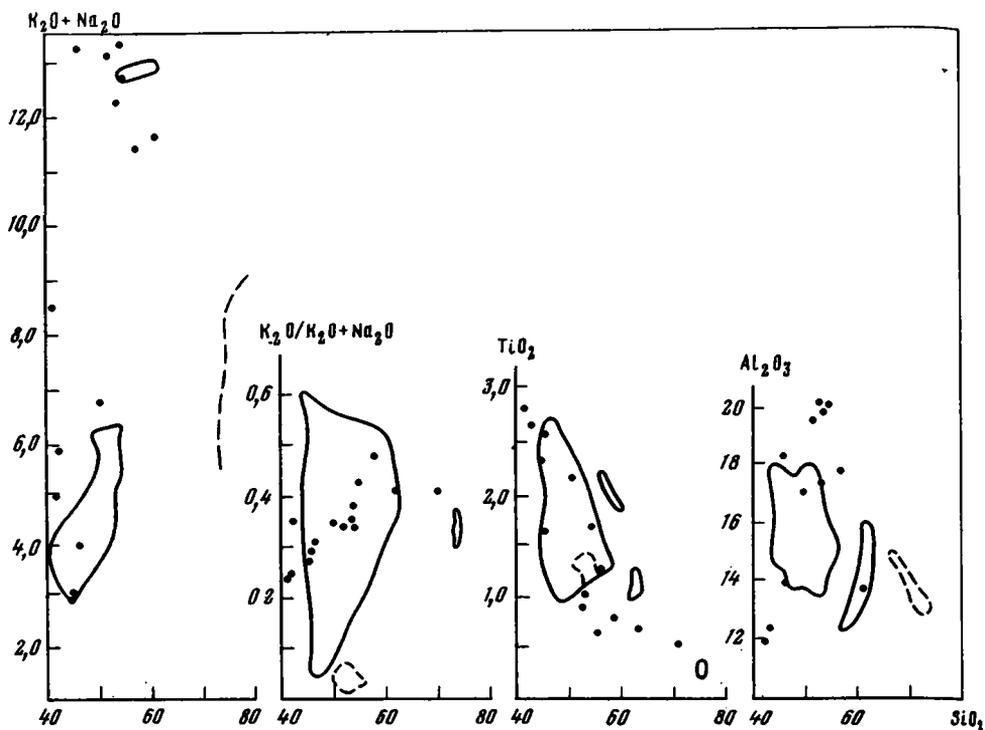


Рис. 22. Сопоставление петрохимических характеристик вулканитов рифтогенного комплекса Урала (поля) и Восточно-Африканского рифта (точки)

кой тип отложений был выделен на о. Ньюфаундленд под названием "грабеновые фации" [Dewey, Bird, 1971]. Действительно, такой генезис вполне объясняет особенности строения и характер изменения фаций по латерали. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен при описании истории развития Уральской палеоокеанической структуры в целом.

Сравнение петрохимии вулканитов рассмотренного комплекса и вулканитов современного Восточно-Африканского рифта подтверждает рифтогенную природу этих образований. Для сравнения были использованы данные по восточной ветви Африканского рифта в его северной части [Ei-Hinnawi, 1964].

Как видно из вариационных диаграмм Харкера, по суммарной щелочности и те и другие образуют два поля в диапазоне базальт-андезитовых пород. Одно поле отвечает в общем породам нормальной щелочности, другое — породам с резко повышенной щелочностью (рис. 22, А). Одинаковая тенденция наблюдается и для распределения TiO_2 (см. рис. 22, Б). Она заключается в большой дисперсии TiO_2 в основных разностях с закономерным уменьшением содержания этого окисла в сторону кремнекислых пород. Иная картина наблюдается при сопоставлении относительной роли K_2O (рис. 22, В, Г). Вулканиты современного рифта образуют закономерный ряд возрастающей калиевой щелочности с повышением кремнекислотности пород. Вулканиты палеоуральского рифта характеризует широкий разброс фигуративных точек, практически независимый от кремнекислотности. Вероятно, это связано с тем, что уральские вулканиты всегда в той или иной степени метаморфизованы. В результате метаморфизма происходит изменение баланса в сторону Na_2O , что подтверждается петрографически (альбитизация полевых шпатов и хлоритизация вкрапленников биотита). В самые последние годы в пределах Сакмарского аллохтона обнаружены мало измененные щелочные и основные вулканиты с очень высоким содержанием K_2O (сумма щелочей 9–12% при кремнекислотности до 58%; данные С.В. Руженцева).

Таким образом, ни геологические, ни петрохимические данные не противоречат предположению о рифтогенной природе пород рассматриваемого комплекса, а соответствующая стадия развития Урала может быть названа рифтогенной.

Нижне-среднеордовикские отложения известны в восточной части Уральской эвгеосинклинали, где они слагают отдельные разобщенные участки среди метаморфизованных и гранитизированных пород докембрия и палеозоя [Мамаев, Черемникова, 1973]. Эти отложения, датированные аренигской фауной, известны в бассейне рек Уй и Увелька, а также на горе Маячной. В основном здесь развиты полимиктовые и кварцевые песчаники и алевролиты, среди которых, особенно в верхних частях разреза, появляются вулканиты базальтового и андезит-базальтового состава. Эти районы плохо обнажены, и стратиграфические соотношения не видны. Последовательность напластования внутри ордовикских отложений, равно как и их соотношения с другими комплексами, основаны на анализе элементов залегания пород, а не на анализе самих контактов, как правило, не обнаженных.

Казалось бы соблазнительно видеть в этих отложениях восточный край некогда существовавшего рифта и сопоставлять их с рифтогенными образованиями западного ограничения эвгеосинклинали. Однако в этом случае рифтогенные комплексы в обоих краях должны быть строго одновозрастными, а этого не наблюдается (терригенные толщи на востоке содержат фауну аренига). Они отличаются и по составу (обилие кварцевых песчаников, трапový характер вулканитов). С равным основанием их можно считать и фрагментами "грабеновых фаций", и фрагментами шельфового "чехла" континентального блока, ограничивавшего океаническую (эвгеосинклиналиную) структуру с востока. Выяснение тектонической природы этих фаций требует серьезных дополнительных исследований.

КОМПЛЕКСЫ ОКЕАНИЧЕСКОЙ И ПЕРЕХОДНОЙ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ

Рассматриваемым комплексам отвечает основная масса пород эвгеосинклинали области (вулканогенно-осадочные и интрузивные формации). Формационные комплексы образуют закономерные вертикальные ряды.

Эвгеосинклиналиная область делится на четыре крупные структурно-формационные зоны (Тагильская, Западная, Осевая и Восточная; рис. 23, см. вкл.), различающиеся по возрастному объему сходных формационных рядов.

ТАГИЛЬСКАЯ ЗОНА

Тагильская зона прослеживается почти на 1000 км по простиранию при максимальной ширине 50-60 км. С запада зона ограничена метаморфическими толщами рифея и нижнего палеозоя, слагающими ядро Центрально-Уральского (Вогульского) антиклинория. Восточным ограничением зоны является Серовско-Маукский пояс серпентинитового меланжа, содержащего крупные целикомые блоки гипербазитов.

Тагильская зона - один из старейших горнопромышленных районов Урала, изучение которого было начато еще в XIX в. (работы А.П. Карпинского, Е.С. Федотова, В.В. Никитина, А.М. Зайцева, Л. Дюпарка). Основные данные по геологии этой зоны можно найти в фундаментальных исследованиях Е.А. Кузнецова [1939, 1941], Н.А. Сирина [1945], А.В. Пейве [1947], А.Н. Ходалевица [1949], Н.А. Штрейса [1951], Б.М. Романова [1949, 1958], С.Н. Волкова [1960], И.Д. Соболева [1972], Е.П. Молдаванцева [1973] и др.

В первом приближении Тагильская зона представляет собой осложненную моноклинал, погружающуюся на восток. Соответственно, наиболее древние (ордовикские) отложения слагают широкую, практически непрерывную полосу вдоль его западной части. Восточнее они последовательно сменяются силурийскими и далее девонскими толщами.

В составе комплекса выделяется диабазовая (O₂₋₃) и контрастная натриевая (S₁ln) формации. Дيابазовая формация сложена в основном зелеными аподиабазовыми сланцами. Строение самой нижней части разреза формации и соотношение диабазов с обрамляющими с запада рифейско-нижнепалеозойскими метаморфическими толщами не совсем ясно. Западнее (структурно ниже) метаморфизованных диабазов выходят серицито-хлорито-кварцевые сланцы, содержащие прослои карбонатных пород и известняков. В последних, на р. Косье встречены остатки *Pentagonpentagonales apertus* Jelt. (определения В.С. Миличиной, 1969 г.), указывающие, вероятнее всего, на среднеордовикский возраст. В нижней части метадиабазовой серии, среди вулканитов встречаются метаморфизованные осадочные породы (филлиты, графито-кремнистые сланцы, кварц-полевошпат-слоистые сланцы и т.д.).

Среднеордовикские (?) сланцы севернее р. Косья структурно подстилаются апопесчаниковыми и апоалевролитовыми сланцами, среди которых встречаются зеленые сланцы аподиабазового состава. Возраст этих сланцев (сараханерская свита) [Львов, 1956] не ясен. Одни исследователи, например, В.Г. Варганов и Д.С. Соболев [Геология СССР, 1969], относят их к нижнему ордовика, другие [Перфильев, 1968; Пучков, 1975] – к доордовикскому комплексу. Принимая нижнеордовикский возраст сланцев сараханерской свиты, В.Г. Варганов и Д.С. Соболев полагают, что по западному краю Тагильской зоны наблюдается налегание на рифейский метаморфический комплекс нижнеордовикских песчаников и алевролитов, сменяющихся выше алевролитами и сланцами сре него ордовика и затем диабазами среднего – верхнего ордовика. Эта трактовка предполагает под вулканитами Тагильской зоны рифейское складчатое основание.

Подобное предположение, как мне кажется, не выдерживает критики. При этом, в частности, не учитывается тектоническое значение Салатимского серпентинитового пояса. Этот пояс, состоящий из мелких вытянутых серпентинитовых тел, прослеживается в меридиональном направлении, приблизительно между зелеными аподиабазовыми сланцами диабазовой формации Тагильской зоны и среднеордовикскими графито-кварцевыми и апоалевролитовыми сланцами. Плохая обнаженность не позволяет правильно оценить форму серпентинитовых тел, их взаимоотношение с вмещающими породами, далеко не все серпентинитовые тела выявлены. Судя по тому, что внутри пояса кроме серпентинитов картируются блоки осадочных и вулканогенных сланцев, можно предположить, что здесь мы имеем дело с серпентинитовым меланжем, отделяющим диабазы Тагильской зоны от доордовикских и ордовикских сланцев Центрально-Уральского антиклинория. Существование крупного разлома, отделяющего диабазы от сланцев ордовика, подтверждается нарастанием к Салатинскому поясу интенсивности динамометаморфизма пород и появлением в этой полосе глаукофаносодержащих сланцев [Минкин, 1969].

Из сказанного следует вывод, что диабазы Тагильской зоны представляют нижний видимый член ее разреза. Соответственно оказывается неясной нижняя возрастная граница этих диабазов. Вверх по разрезу диабазы постепенно сменяются лландоверийскими отложениями, определяющими верхнюю возрастную границу пород формации.

В нижней части разреза формации (западная часть диабазовой полосы) преобладают зеленые аподиабазовые сланцы, содержащие прослои и линзы кварц-слодяно-плагноклазовых (апоалевролитовых и апопелитовых) сланцев, графито-кварцевых сланцев и редкие маломощные линзы мраморов. Количество первично-осадочных пород, по мнению Ю.С. Каретина, несколько увеличивается вниз по разрезу. Однако, учитывая неопределенность положения разлома, ограничивающего диабазовый комплекс с запада в районе, изучавшемся Ю.С. Каретиным, к этому выводу следует относиться с осторожностью. Не исключено, что увеличение количества осадочных пород в нижней части разреза связано с механическим включением в разрезе диабазовой формации части ордовикских метаморфических сланцев Центрально-Уральского антиклинория

Верхняя часть разреза формации сложена массивными диабазами, иногда имеющими подушечное строение. Нередко диабазы превращены в альбитовые амфиболиты. Диабазы содержат маломощные линзы серых кремней. В самых верхах разреза появляются линзы пород андезито-базальтового состава. Мощность этой части разреза достигает 1000 м. Суммарная мощность разреза формации достигает 3000 м [Каретин, 1975].

По данным Ю.С. Каретина, диабазы отвечают по составу высокоглиноземистым толеитам. От океанических толеитов они отличаются сравнительно низким содержанием TiO_2 (до 1,2%) и пониженной магнезиальностью. Однако малое количество анализов и неравномерный метаморфизм пород не позволяют, с моей точки зрения, делать окончательные выводы об их петрохимических особенностях.

Вулканизм, по-видимому, характеризовался трещинными излияниями линейного типа. Косвенно на это указывает однообразный характер диабазов по площади, отсутствие туфогенных разностей. Однако, как отмечает Ю.С. Каретин [1975], на завершающей стадии формирования появляются цепочки небольших вулканических конусов, сложенных туфами и туфобрекчиями диабазового состава. В изученной Ю.С. Каретиним части Тагильской зоны они достигают 130–250 м в диаметре при высоте 3–10 м.

Диабазовая формация широко распространена в западной части Тагильской зоны, прослеживаясь почти без перерыва на всем ее протяжении. Однако картографически она не везде выделена в самостоятельную часть разреза. В северной части зоны этой формации отвечает пальникшорская свита и диабазовая часть ордовикско-силурийского комплекса [Ерошевская, 1972].

Выше отмечалось, что нижняя возрастная граница диабазовой формации неясна. Верхняя ее граница несколько меняется по простиранию и вкrest простирания зоны. В западной, главной, полосе распространения пород формации диабазы согласно перекрыты нижнелландоверийскими породами вышележащей контрастной формации. В северной части этой же полосы породы перекрывающей формации датируются венлокским возрастом [Мельников, 1972]. На востоке Тагильской зоны, западнее пос. Старая Ляля, в прослое сланцев среди афировых диабазов собраны граптолиты лландоверийского яруса [Дианова, 1958]. Таким образом, верхняя возрастная граница формации меняется от основания силура до верхов лландовери.

Вверх по разрезу диабазы сменяются породами контрастной натриевой формации (S_1In). Формация сложена спилитами, их туфами, гиалокластитам, сочетающимися с альбитофирами и кварцевыми альбитофирами (преимущественно лавами). В целом, в разрезах преобладают породы основного состава, в частности, Ю.С. Каретин [1975] указывает, что соотношение основных и кислых разностей колеблется от 4:1 до 2:1. Андезиты и дациты не превышают по объему 5–10%.

Среди вулканогенных пород встречаются многочисленные мелкие линзы кремней, кремнистых сланцев, яшмовидных пород и песчаников. Однако осадочные породы в большинстве случаев резко подчинены вулканическим и не превышают по объему 2–5% от общей массы пород. В редких случаях количество осадочных образований увеличивается до 20%.

Ю.С. Каретин отмечает локальное появление в верхах разреза кислых пемз и игнимбритоподобных образований, достигающих по мощности 1000 м (междуречье рек Турья и Елга). Однако отнесение этих образований к рассматриваемой формации не доказано. Мощность формации колеблется от 250 до 2000 м. По химизму рассматриваемые вулканы большинством исследователей относятся к классической контрастной серии натриевого ряда [Сергиевский, 1948; Каретин, 1967; Козин, 1968; Мельников, Ерошевская, 1971; Мельников, 1972].

Ю.С. Каретин [1975] склонен рассматривать контрастную формацию как результат интенсивной альбитизации пород, в которую входили калий-натриевые лейкобазальты и плагиолипариты известково-натриевого ряда. Показа-

тельство этого Ю.С. Каретин видит в высокой глиноземистости пород, указывающей на первично-основной состав плагиоклазов, появления в наименее измененных разностях несколько повышенного содержания K_2O (до 1,9% в кислых разностях), а главное в составе интрузивных куполов плагиолипаритового состава. Эти купола прорывают образования контрастной серии и прерываются с разрывом вышележащими отложениями. По своему составу они отвечают калий-натриевой ассоциации (3% K_2O и 4,55% Na_2O) и, по мнению Ю.С. Каретина, представляют собой конечный член дифференциации контрастной серии.

Мне представляется, что приведенные аргументы не противоречат отнесению серии к типичным натриевым контрастным ассоциациям, так как некоторое повышение роли K_2O заметно только в заключительных экструзивных фазах вулканизма, что вообще характерно для подобного рода ассоциаций.

По характеру вулканизма контрастная ассоциация отличается от вулканизма диабазового комплекса. По данным Р.И. Ерошевской (1972) и Ю.С. Каретина [1969б, 1973, 1975], излияния имели центрально-трещинный тип. Особенно подробно характер излияний этих вулканитов рассмотрен в работах Ю.С. Каретина. Он выделил многочисленные шлаковые конуса и цепочки плоских лавовых куполов, близкие по характеру к щитовым вулканитам. Частично вулканизм происходил в надводных условиях, но, вероятно, роль наземного вулканизма Ю.С. Каретин сильно преувеличена. Этому противоречат морские, нередко кремнистые осадки, встречающиеся в самых различных частях разреза рассматриваемого комплекса, отсутствие бентосных форм фауны и т.п.

Возраст пород рассматриваемого комплекса довольно хорошо датирован. На р. Кушве Ю.С. Каретин обнаружил в сланцах комплекс лландоверийских граптолитов (определения Г.А. Корень), а в яшмах Валенторского района, в бассейне р. Иов им же были собраны лландоверийские радиолярии (определения Б.С. Садришамова). Вышележащие породы, залегающие с разрывом, содержат фауну нижнего венлока.

На севере Тагильской зоны, по представлениям А.С. Мельникова (1972), породы контрастной формации имеют венлокский возраст. Однако датировка основана на косвенных сопоставлениях и требует дополнительного обоснования.

Соотношение формаций. Диабазовая формация, как правило, сменяется вверх по разрезу породами контрастной натриевой формации, имеющими в западной части зоны в большинстве случаев лландоверийский возраст. Все исследователи отмечают прерывистое, непоследовательное распространение пород этой формации, которые по простиранию фациально замещаются породами диабазовой формации [Мельников, 1966; Червяковский, 1972; Каретин, 1975]. В вертикальном разрезе контрастная формация залегает всегда выше диабазовой и связана с ней постепенными переходами.

Не исключено, что в восточной части Тагильской зоны породы контрастной формации имеют несколько более молодой, чем в западной части, возраст Твердых фаунистических обоснований для этого очень мало. Только в Кировоградском районе в породах контрастной формации Н.А. Штрейфс [1947] обнаружил фауну нижнего лудлоу. В других случаях возраст пород определяется по косвенным данным как венлокско-нижелудловский [Червяковский, 1972; Козин, Коровин, 1974]. Венлокский возраст, по мнению Р.И. Ерошевской [1972], имеют породы контрастной формации на севере Тагильской зоны. Однако для окончательного выявления возраста рассматриваемых образований данных недостаточно.

Комплекс раннего этапа переходной стадии (Sw-Id)

Породы комплекса обычно залегают с разрывом на подстилающих толщах и представлены существенно иным набором пород. В целом можно говорить о двух формациях (андезито-дацитовая и андезито-базальтовая), фациально сменяющих друг друга.

Андезито-дацитовая формация детально изучена и описана Ю.С. Каретиним [1967, 1969в, 1973, 1975] в центральном секторе Тагильской зоны под названием андезитовой формации. Она разделена Ю.С. Каретиним на две парагенетические ассоциации (подформации, по терминологии Н.П. Хераскова [1967]).

Для первой, пирокластической, характерны слоистые, часто переотложенные туфы, в той или иной степени перемежающиеся с туфопесчаниками, туфоланцами, известняками (обычно рифогенными). Туфы, агломераты, туфобрекчии и туфогенно-осадочные породы составляют до 90% разреза. Лавы андезитовых порфиритов отмечаются только в низах разрезов. По данным Ю.С. Каретина, отложения этой подформации слагают отдельные крупные мульды до 17-27 км в диаметре. Мощность отложений в осевых частях таких мульд достигает 1500 м, а на их краях всего лишь 350 м. Одновременно намечается увеличение грубообломочного материала к бортам мульд (появляются туфоконгломераты, гравелиты и т.д.). Все это свидетельствует о конседиментационном характере мульд, прогибававшихся одновременно с накоплением осадочно-пирокластических серий.

Петрохимически пирокластиты этой подформации отвечают высокоглиноземистой андезито-дацитовой серии [Каретин, 1973]. Судя по резкому колебанию содержания K_2O в андезитах (от 1,4 до 4,0%), можно предполагать, что первоначально (до альбитизации) породы имели калий-натриевую специализацию, доходящую в крайних своих членах до трахиандезитов и трахитов. Ю.С. Каретин отмечает, что в низах разреза распространены натриевые (с явным и устойчивым преобладанием натрия над калием) разновидности андезитов и дацитов. Большую по мощности верхнюю часть образуют породы калий-натриевой специализации.

Вторая подформация, выделенная Ю.С. Каретиним под названием андезито-базальт-андезитовой, представлена лавами и туфобрекчиями, слагающими крупные (до 15 км в поперечнике) стратовулканы. Среди лав преобладают широкопластинчатые плагиоклазовые и широксен-плагиоклазовые порфириты андезито-базальтового и андезитового состава. В одних вулканах преобладают андезито-базальтовые извержения, в других - андезитовые. В целом резко преобладают андезиты. Кислые разновидности подчинены; в основном они представлены жструзивными фациями.

Ю.С. Каретин [1973] отмечает многочисленные признаки наземного характера извержений. По-видимому, вулканы, по крайней мере некоторые, поднимались над уровнем моря. Петрохимически вулканы рассматриваемой подформации отвечают в основном известковистым андезитам, подобным андезитовым формациям островных дуг.

Обе рассматриваемые подформации имеют одинаковый возраст и замещают друг друга по простиранию зоны. Палеогеографически вторая подформация отвечает стратовулканам, а первая - конседиментационным прогибам, разделяющим эти вулканические аппараты.

Некоторое различие в составе вулкаников рассмотренных подформаций (в частности, малое количество кислых вулкаников во второй и широкое их развитие в первой) вполне логично связывать с тем, что кислые извержения имели преимущественно эксплозивный характер и накапливались в условиях подводных извержений в основном в межвулканических депрессиях. Лавы и брекчии преимущественно андезитового состава формировали сами вулканические постройки. Кислые дериваты сохранились в виде субвулканических тел.

В целом, для андезито-дацитовой формации, как отмечает Ю.С. Каретин, характерны вулканы преимущественно андезитового и дацитового состава калий-натриевой специализации. Базальтоиды не превышают 3-5% от общего объема изверженных пород. Андезито-базальты приурочены к верхам разреза, где их количество достигает 25-30% от общего объема вулкаников.

Андезито-дацитовая формация хорошо охарактеризована фаунистически. По возрасту породы формации охватывают средний - верхний венлок [Каретин, 1973].

Андезито-базальтовая формация распространена в северной части Тагильской зоны [Мельников, Ерошевская, 1971; Ерошевская, 1974], где ей отвечает нижняя часть верхнетурватской свиты [Сирин, 1945; Волков, 1960]. Эта же формация распространена в южной части зоны [Дианова, 1958, 197; Козин, Коровин, 1974]. Здесь ей почти целиком отвечает именованная свита, выделенная впервые Н.А. Штрейсом (1951). В центральном секторе зон андезито-базальтовая формация выделена Ю.С. Каретиным [1973] в объеме верхневендского и нижнелудловского подъярусов.

В составе формации преобладают пироксеновые и пироксен-плаггиоклазовые порфириты андезито-базальтового и базальтового состава, их туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфоалевролиты. Кроме того, в составе формации распространены крупные массивы рифогенных известняков и пачки и линзы известковистых и глинистых сланцев, флишоидных песчано-глинистых пород. Г.Ф. Червяковский (1972), детально изучавший туфогенно-обломочные образования этой формации, выделяет среди них вулканогенную морскую молассу, туфогенный флиш, туфопесчаники и туфоалевролиты. Характерная особенность формации — обилие слоистых туфогенных и туфогенно-обломочных толщ, причем, наряду с толстослоистыми разностями, довольно часто встречаются породы с тонкой градиационной ритмичностью. Лавы андезито-базальтового состава резко подчинены туфам и туфогенно-обломочным породам.

По-видимому, можно наметить определенные меридиональные зоны, в которых количество вулканогенных отложений резко увеличивается, и зоны, где преобладают осадочные породы и переотложенные вулканиты. Первые из этих зон, по данным Г.Ф. Червяковского [1972], Б.П. Козина [1968] и Ю.С. Каретина [1973], представляют собой цепочки небольших вулканических аппаратов, тесно сближенных между собой. По нижней части разреза для некоторых таких аппаратов доказуется подводный характер извержений (подушечные лавы, тонко- и мелкообломочные переотложенные слоистые туфы и т.д.), который в верхах разреза сменяется наземным (появляются глыбовые лавы, нагромождения агломератовых бомбовых туфов и т.д.). Наземные извержения довольно характерны для вулканических зон рассматриваемого типа [Дианова 1958; Каретин, 1973; Ерошевская, 1972]. Судя по всем имеющимся данным, эти зоны слагают вулканические островные цепи, разделенные участками преимущественно морских осадочно-вулканогенных образований. Одна из этих наиболее отчетливых цепей прослеживается примерно по меридиану пос. Старая Ляля [Козин, Коровин, 1974]. К западу от нее количество вулканогенных пород уменьшается, хотя и здесь (правда в более северном сечении, на широте городов Североуральска и Ивделя) среди осадочных серий отмечаются короткие цепочки вулканических аппаратов, не образующих сплошной вулканической островной дуги.

В бассейне р. Сосьва, на р. Колонге С.М. Андронов [1962] описал разрез нижнелудловских образований мощностью всего 350 м. Этот разрез представлен чередующимися конгломератами, граувакковыми песчаниками, глинисто-алевролитовыми (иногда пестрыми) сланцами, глинистыми и песчанистыми известняками и слоистыми известняками с фауной. Несколько севернее, в районе оз. Чашево, А.С. Мельников описал фаунистически охарактеризованный разрез того же возраста, целиком представленный диабазовыми порфиритами, пироксено-плаггиоклазовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, крупнообломочными туфами, содержащими пачки слоистых туфов и туфоконгломератов с линзами рифогенных известняков. Мощность этого разреза достигает 700 м.

Вторая крупная вулканическая дуга намечается вдоль самой восточной части Тагильской зоны, где в породах рассматриваемой формации широко развиты не только подводные, но и субаэральные вулканиты [Дианова и др., 1974].

Петрохимические особенности рассматриваемой формации не до конца ясны. В целом для нее характерны высокоглиноземистые базальтовые и андезито-базальтовые порфириты с нормальной или даже пониженной щелочностью.

Андезиты и более кислые породы практически отсутствуют. В литературе упоминались дациты и риолиты в составе этой формации [Дианова, 1958], однако проверка этих данных показала, что кислые породы представляют собой более молодые рвушие субвулканические тела и дайки, не связанные с рассматриваемой формацией [Курицына, 1958; Червяковский, 1959; Козин, Коровин, 1974].

Один из важнейших для этой формации критериев — характер щелочности (натриевый или калий-натриевый ряд) решается разными авторами по-разному, Ю.С. Каретин [1973, 1975] относит эту серию к калий-натриевому ряду. При этом он предполагает, что, хотя среднестатистически эти породы имеют натриевую специализацию, она связана с последующей альбитизацией и не отвечает первичному соотношению щелочей. На это, с точки зрения Ю.С. Каретина, указывают большие вариации в содержаниях K_2O и находки калий-натриевых базальтов и андезито-базальтов, которые рассматриваются в качестве наименее альбитизированных разновидностей. Однако для окончательного решения этого вопроса необходимы дополнительные исследования.

Большинство исследователей отмечают натриевую специализацию вулканитов рассматриваемой формации; правда, они пользуются материалами по другим участкам зоны, где эта формация имеет другой возрастной объем и общую геологическую ситуацию. Выше отмечалось, что в южной части Тагильской зоны породы андезито-базальтовой формации слагают две главные полосы: западную и восточную, разделенные более молодыми образованиями. Для западной полосы характерно в целом некоторое (очень незначительное) преобладание базальтов над андезито-базальтами и несколько более низкая щелочность по сравнению с восточной полосой, где преобладают вулканиты андезито-базальтового состава.

В западной полосе распространения пород андезито-базальтовой формации Н.А. Штрейс [1951] в бассейне р. Именной собрал многочисленную фауну венлока и нижнего лудлова. В дальнейшем венлокская и нижнелудловская фауна была обнаружена во многих местах этой полосы в Исовском, Ново-Лялинском, Карпинском, Североуральском и Ивдельском районах [Мельников, 1966; Каретин, 1968; Козин, 1968; Червяковский, 1972]. В восточной полосе пород рассматриваемой формации достоверных данных о ее возрасте пока не имеется. Мощность формации в этой части зоны превышает 1000 м.

В Карпинском, Североуральском и Ивдельском районах (центральная и северная части Тагильской зоны) породы андезито-базальтовой формации залегают с размылом на нижне-средневенлокских толщах андезито-дацитовой формации или непосредственно на лландоверийских образованиях [Мельников, 1966; Каретин, 1973, 1975]. Ю.С. Каретин в этих районах в основании разреза пород формации в линзах известняков в разных точках (общее их число достигает 25) собрал фауну верхнего венлока и нижнего лудлова. Мощность пород формации в этих районах не превышает 350 м.

Верхний возрастной предел андезито-базальтовой формации определяется тем, что во всех случаях она с размылом перекрыта отложениями верхнего лудлова — нижнего девона. К сожалению, в тех районах, где андезито-базальтовая формация отвечает по возрасту всему венлоку, не ясно ее основание. Не ясно не только соотношение с подстилающими породами, но и какие именно формации лежат непосредственно под андезито-базальтами. Возрастной объем формации, таким образом, резко меняется. В центральной части Тагильской зоны она охватывает только верхневенлокско-нижнелудловские отложения, а в других частях зоны — венлокско-нижнелудловские.

Соотношение формаций. Для рассматриваемого возрастного интервала характерны две главные формации — андезито-дацитовая и андезито-базальтовая, — фациально замещающие друг друга по простиранию. При этом, андезито-базальтовая формация не только фациально замещает андезито-дацитовую, но и перекрывает ее в центральной части зоны (рис. 24). Выше отмечалось, что там, где андезито-базальты и базальты верхнего венлока и нижнего луд-

лова с размывом перекрывают ниже-средневенлокские породы андезито-базальтовой формации, они несколько отличаются от типичных пород андезито-базальтовой формации. Помимо петрохимических отличий (калий-натриевый ряд по щелочности) Ю.С. Каретин отмечает появление среди них трахибазальтов калий-натриевого ряда (район р. Колонга и др.), существенное преобладание базальтов над андезито-базальтами, кайнотипный облик пород, в которых даже сохранилось вулканическое стекло и ряд других менее существенных различий. В андезито-базальтовой формации других частей зоны намечается определенное изменение характера вулканитов вверх по разрезу. Так, по данным Н.А. Штрейса [1951], в бассейне рек Именной и Туры, нижняя часть разреза формации сложена преимущественно вулканитами андезито-базальтового состава (именновская свита), а верхняя характеризуется широким развитием базальтовых порфиритов. На севере зоны в бассейне р. Северной Сосвы А.С. Мельников [1966] также отмечает, что выше андезито-базальтовых вулканитов преимущественно развиты туфы и лавы базальтовых порфиритов. Возможно, в дальнейшем удастся разделить эту формацию, выделив из нее собственно андезито-базальтовую ниже-средневенлокского возраста, синхронную андезито-дацитовой формации, и формацию базальтового состава верхневенлокско-нижелудловского возраста, перекрывающую обе предыдущие (рис. 24).

Все исследователи отмечают, что венлокско-нижелудловский комплекс, представленный двумя (или тремя?) перечисленными формациями, формировался с иным структурным планом по отношению к нижележащим отложениям ордовика и лландоверийского яруса нижнего силура. Прямые наблюдения о несогласном налегании пород андезито-дацитовой формации на подстилающие толщи приведены в работах Ю.С. Каретина [1975].

Туфогенно-осадочные породы этой формации слагают обширные конседиментационные мульды, не согласные со структурами фундамента.

Для пород андезито-базальтовой формации, как это показано в работе Н.А. Штрейса [1951], устанавливаются продольные структурно-фациальные зоны, отсутствующие в более древних отложениях. Н.А. Штрейс прямо пишет о том, что, начиная с венлокского времени, фиксируется тектоническое расчленение Тагильской зоны на конседиментационные прогибы и поднятия, которые в современной структуре имеют соответственно форму синклиналей (муль и антиклиналей).

Выше, при описании дунит-пироксенит-габбрового комплекса меланократового основания, массивы которого приурочены к западной части Тагильской зоны, было показано, что эти породы были шарьированы на ордовикские диабазы. Тектоническая пластина меланократовых пород "запечатана" интрузией плагиогранитов. Плагиогранитное тело пересекает границу пластины, переходя из диабазов параавтохтона в габброиды аллохтона (см. рис. 16). Интрузии плагиогранитов отвечают по времени формированию пород рассматриваемого этапа. Таким образом, уже с этим этапом следует связывать появление первых крупных тектонических покровов.

Интрузивные образования, связанные с рассмотренными комплексами, не до конца изучены. Наиболее запутан вопрос о габбровых интрузиях. Выше, при описании пород дунит-пироксенит-габбрового комплекса меланократового основания, отмечалось, что в его состав А.А. Ефимов включает заведомо магматические интрузии габбро-норитов [Ефимов, Ефимова, 1967]. Основанием для этого, по его мнению, служит метасоматическая анортитизация напластывающаяся на габбро-нориты. Однако, как отмечалось, габбро-нориты имеют отчетливые эруптивные контакты с полосчатыми габброидами, т.е. образовались заведомо позднее их. По контакту габбро-норитов Кытлымского массива с вмещающими диабазами ордовика А.А. Ефимов и Л.П. Ефимова описали пироксен-плагиоклазовые роговики, которые можно принять за нормальный интрузивный контакт. В Кумбинском массиве, по данным А.А. Ефимова и Л.А. Ефимовой, устанавливаются отчетливо интрузивные контакты (пироксенит

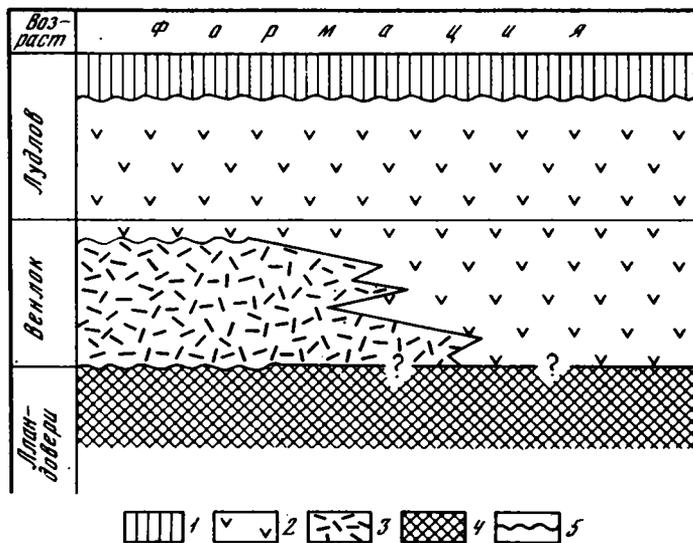


Рис. 24. Схема соотношения формаций раннего этапа переходной стадии
 1 - комплексы позднего этапа переходной стадии; 2 - андезито-базальтовая формация; 3 - андезито-дацитовая формация; 4 - комплексы океанической стадии; 5 - размыв

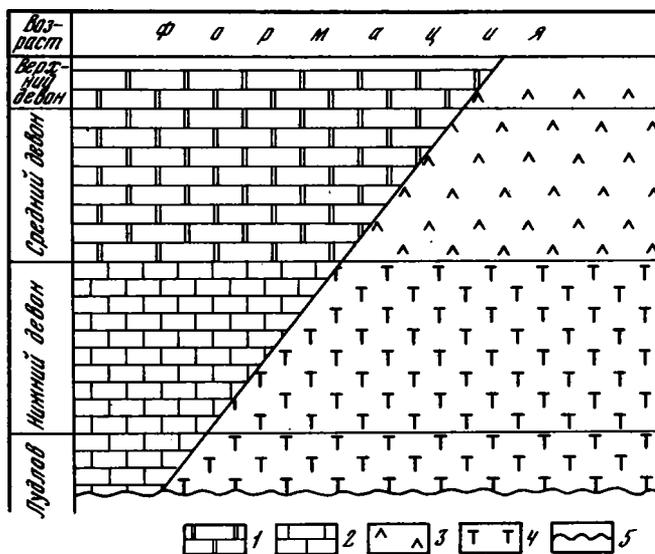


Рис. 25. Схема соотношения формаций позднего этапа переходной стадии
 Формации: 1 - бокситоносная, 2 - известняковая, 3 - трахибазальт-андезито-базальтовая, 4 - трахиандезит-трахибазальтовая, 5 - размыв

плагноклазовые роговики) габбро-норитов с вмещающими ордовикскими диабазами. Аналогичные роговики описаны в контакте некоторых других габбровых массивов. К сожалению, практически нет уверенных соотношений габбро-норитов с породами венлокско-нижнелудловского комплекса.

Верхняя возрастная граница габбро-норитовых интрузий определяется многочисленными находками гальки габбро в составе базальных конгломератов верхнего лудлоу. Таким образом, данные о времени формирования габбро-норитов весьма противоречивы. Возможно, существуют габбро-нориты разных

поколений. Ранние, входящие в состав меланократового основания, и более молодые, синхронные с накоплением контрастной серии [Штейнберг, 1969; Соболев, 1972] или с формированием андезито-базальтовой формации.

Следует иметь в виду, что в пределах Тагильской зоны, за исключением некоторых массивов, габбро-нориты не отделены от габброидов меланократового основания. Поэтому к определению возраста и объема габбро-норитов следует относиться осторожно.

Плагиигранитный комплекс представлен серией сравнительно небольших массивов, образующих два меридиональных пояса в западной и восточной частях зоны [Знаменский, 1966; Штейнберг, 1969; Малахова, Чурилин, 1972]. Это довольно пестрый комплекс, в основном представленный биотитовыми и роговообманково-биотитовыми плагиигранитами, которые в краевых частях массивов нередко образуют непрерывный ряд от плагиигранитов через кварцевые диориты, диориты до габбро-диоритов. В меньшей степени среди пород комплекса встречаются плагиигранодиориты. Среди плагиигранитов описаны как автохтонные разности, так и аллохтонные с отчетливыми интрузивными контактами [Малахова, Чурилин, 1972]. Породы плагиигранитного комплекса прорывают габбро-нориты [Знаменский, 1966; Ефимов, Ефимова, 1967], а также андезито-базальты и андезиты венлокско-нижнелудловского комплекса, а их галька широко распространена в базальных горизонтах верхнего лудлова [Малахова, Чурилин, 1972].

Комплекс позднего этапа переходной стадии ($S_2ld^2-D_3$)

Для рассматриваемого комплекса отчетливо намечаются две главные фациальные зоны, впервые выделенные А.В. Пейве [1969] и Н.А. Штрейсом [1951]. Западная из них - Петропавловская - и восточная - Турьинская. Граница зон во времени смещается.

В Петропавловской зоне выделяется известняковая ($S_2ld^2 - D_1$) и бокситоносная (D_2) формации (рис. 25).

Известняковая формация, известная под названием петропавловской свиты [Андронов, 1962], сложена мощной (до 1000 м) серией слоистых и рифогенных известняков, содержащих нижнедевонскую фауну и смешанную - верхнелудловско-нижнедевонскую - в нижней части разреза.

Известняковая формация Петропавловской зоны сменяется выше бокситоносной формацией среднего девона. Строение этой формации, слагающие ее породы и их разрез описаны в многочисленных работах [Пейве, 1947; Штрейс, 1947; Ходалевиц, 1949]. Отметим только некоторые характерные ее черты. Основные члены формации: известняки и терригенные породы. Известняки - слоистые и массивные, светлые, красноватые, иногда темные, битуминозные, нередко рифы известняков с конгломератовидным строением в краях рифов. Терригенные породы представлены полимиктовыми песчаниками, глинистыми сланцами, реже полимиктовыми конгломератами. Иногда в терригенных породах появляется заметная примесь туфогенного (возможно, переотложенного) материала. Карбонатные и терригенные породы фациально замещают друг друга. Характерно появление многочисленных местных размывов, особенно отчетливых в известняковых фациях. Поверхности размыва имеют очень неправильную форму, к ним нередко приурочены залежи бокситов. Породы формации охарактеризованы богатыми комплексами эйфельской и живетской фауны. Как правило, породы формации залегают на размывной поверхности пород подстилающей известняковой формации. С некоторой долей условности к этой же формации возможно следует отнести небольшие по площади выходы известняков, пестрых глинистых и кремнистых сланцев и песчаников франского возраста (кедровская свита) и известняков фаменского возраста (шегультанская свита), описанных С.М. Андроновым [1962].

В остальной части Тагильской зоны разрез существенно иной. Здесь выделяются трахиандезит-трахибазальтовая ($S_2ld_2-D_1$) и трахибазальт-андезитобазальтовая (D_2) формации. Нижняя часть разреза представлена трахиандезит-трахибазальтовой формацией, выделенной впервые как самостоятельная формация Д.С. Штейнбергом [1964]. Эта формация довольно полно описана также в работах Г.Ф. Червяковского [1962, 1965, 1972], Н.С. Лисова [1963], А.С. Мельникова [1966], Ю.С. Каретина [1970] и др. В составе формации сложны сочетаются вулканические, карбонатные и осадочные породы.

Вулканиды представлены трахиандезитами, трахибазальтами и в меньшей степени трахитами и породами андезито-базальтового или базальтового состава. Особенность вулканитов - почти полное отсутствие зеленокаменных изменений, местами в лавах сохраняются вулканические стекла. Это обстоятельство было особенно подчеркнуто Г.Ф. Червяковским [1972].

В составе вулканических членов преобладают трахиандезиты и трахибазальты, андезито-базальтовые и базальтовые разности подчинены. Характерно почти полное отсутствие крайних кислых членов вулканитов этого ряда. По мнению Г.Ф. Червяковского [1972], имевшиеся ранее указания на лавы такого состава неверны. Это обычно экструзии и гипабиссальные тела. По данным Ю.С. Каретина [1970], трахибазальтовые разности составляют до 60% вулканитов. Однако эти соотношения могут резко меняться. Так, в районе Краснотурьинска, по данным Н.С. Лисова, преобладают породы трахиандезитового состава. Туфогенная часть представлена туфобрекчиями, туфами, нередко глыбовыми туфами, тонкими туффитами и слоистыми туфами. Туфогенные породы постепенно переходят в туфогенно-обломочные (туфопесчаники, туфалевролиты и туфосланцы). Среди вулканогенной составляющей формации соотношение туфогенных и эффузивных разностей резко меняется по площади, но в целом, по-видимому, преобладают туфогенные породы. По данным Ю.С. Каретина и Г.Ф. Червяковского, преобладающий тип извержений - центрально-трещинный.

По особенностям химизма вулканиты относятся к породам субщелочного ряда с повышенной ролью K_2O . Соотношение Na_2O/K_2O близко к 1 или (особенно в южной части зоны) < 1 . На самом юге зоны (Полевский район) появляются вулканиты трахит-фонолитового состава. Характерно также пониженное содержание TiO_2 (менее 1%) и несколько повышенное содержание глинозема. Андезито-базальты и базальты, входящие в состав формации, также отличаются пониженным содержанием TiO_2 и повышенной глиноземистостью.

Осадочные породы формации также очень разнообразны. Наряду с различными туфопесчаниками, туфоконгломератами и туфосланцами описываются мощные толщи конгломератов, иногда крупноглыбовых, содержащих глыбы известняков и пород как подстилающих, так и входящих в состав формации, обломки вулканитов и пород меланократового основания, песчано-глинистые толщи флишевого строения, рифовые тела известняков, достигающих иногда [Каретин, 1970] 1000 м мощности (р. Вагран). Наряду с такими крупными телами в разрезе обычны более мелкие линзы известняков. Вулканогенные образования не только чередуются в разрезе, но по простиранию часто сменяются чисто осадочными сериями. Так, Ю.С. Каретин [1975] указывает, что южнее р. Каква разрез представлен в основном вулканитами. В 15-20 км севернее, в Курьинском районе он почти полностью замещается мощной флишеидной серией с линзами валунных осадочных брекчий (олиостром?). Лавы появляются здесь только в основании разреза.

Мощность пород формации, так же как и ее фациальный состав, очень непостоянна и колеблется от 500 до 2000 м.

Породы рассматриваемой формации, несомненно, накапливались в морских условиях. На это указывает характер осадочных членов формации и частое появление шаровых лав в вулканических фациях. По-видимому, трудно объяснить пестрое соотношение фаций и резкую вариацию мощностей за счет чисто вулканического рельефа. Крупные вулканические постройки не характерны. При-

ходится допустить значительную роль тектонической дифференциации рельефа в момент формирования пород.

Возраст формации определяется довольно уверенно на основании многочисленных находок фауны. В низах формации в глыбовых конгломератах встречается фауна нижнелудловского возраста (реки Вагран и Колонга) [Червяковский, 1972]. Однако, вероятнее всего, эта фауна переотложена из подстилающих толщ, так как в линзах известняка (например, в районе пос. Старая Ляля) Г.Ф. Червяковский [1972] собрал фауны верхнелудловского облика. По данным А.Н. Ходалевица (Геология СССР, 1969), низы формации в большинстве случаев содержат смешанную лудловско-нижнедевонскую фауну. В более высоких горизонтах содержится, по данным того же исследователя, фауна жединского яруса. Отложения, залегающие выше с постепенными переходами, имеют доказанный эйфельский возраст. Таким образом, возрастная интервал формации – верхи лудловского яруса – нижний девон.

Трахибазальт-андезито-базальтовая формация (D_2) связана с подстилающими породами постепенными переходами. Породы этой формации распространены ограниченно. Наиболее полные разрезы формации описаны Н.С. Лисовым в районе Краснотурьинска.

Нижняя (эйфельская) часть формации (ввознесенская и макарьевская свиты) представлена туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфопесчаниками базальтового и андезито-базальтового состава. Отмечается некоторое увеличение роли андезитовых туфов вверх по разрезу. Покровы вулканитов этого же состава резко подчинены туфам. Наряду с вулканическими породами отмечаются отдельные линзы и пачки известняков, содержащих фауну. Живетская часть разреза принципиально мало чем отличается от описанной выше, но здесь появляется больше известняков и тонкообломочных пород (туфосланцы, кремнистые сланцы и т.д.). Мощност среднедевонских отложений в Краснотурьинском районе достигает 1700 м.

Верхнедевонские отложения, вероятно, принадлежащие к этой же формации, по данным В.П. Мухиной, известны в Ивдельском районе, где они по набору пород мало отличаются от описанных выше живетских отложений [Мухина, Шуйский, 1965].

Эйфельские вулканогенные образования Ивдельского района по своему составу ближе к породам верхнелудловско-нижнедевонской трахиандезит-трахибазальтовой формации [Князева, Ефанова, 1966]. Здесь широко развиты туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты, включающие в себя отдельные потоки лав и многочисленные гипабиссальные тела. Характерная особенность вулканитов – их щелочная направленность. Отмечаются субщелочные породы натриевого и калиевого ряда. Это трахибазальты, трахиандезито-базальты вплоть до трахиандезитов. Последние заметно подчинены основным породам. Наряду с субщелочными разностями в отдельных участках вулканиты имеют нормальный андезито-базальтовый состав. Вулканогенные породы включают линзы и прослои глинистых сланцев, песчаников и известняков, содержащих богатую фауну брахиопод эйфельского возраста.

Таким образом, рассмотренная формация по набору пород и их соотношению мало отличается от трахит-базальтовой формации ($S_2Id_2-D_1$). Отличия имеют скорее количественный, чем качественный, характер. Действительно, как в той, так и в другой формации присутствуют вулканиты субщелочного ряда и андезито-базальтовые вулканиты. Строение обеих формаций также сходно. Общая их черта – быстрые фациальные переходы по латерали от вулканогенных разрезов к разрезам осадочным. Различие этих формаций определяется тем, что в нижней из них ($S_2Id_2-D_1$) субщелочные (калиевого ряда) вулканиты имеют преимущественное распространение по сравнению с андезито-базальтами, а в верхней (D_2) они проявлены не повсеместно и основную часть вулканогенных образований составляют породы андезито-базальтового ряда. Это обстоятельство позволило Г.Ф. Червяковскому [1972] объединить все эти породы в единую базальт-трахиандезитовую формацию верхнелудловско-среднедевонского возраста.

Соотношение формаций. Выше отмечалось, что выделяется два формационных ряда – Петропавловский, представленный известняковой ($S_2ld_2-D_1$) и бокситоносной (D_2-D_3 ?) формациями, и Турьинский – трахиандезит-трахибазальтовой ($S_2ld_2-D_1$) и трахибазальт-андезито-базальтовой (D_2) формациями.

Петропавловскому ряду формаций отвечает зона островных поднятий [Пейве, 1947], а Турьинский – зона относительного прогибания.

Граница между двумя зонами заметно мигрирует по латерали во времени. Для верхнелудовско-нижнедевонского этапа известняковая формация Петропавловской зоны протягивалась примерно от бассейна р. Лозьвы на севере до широты пос. Северный на юге. Восточная граница распространения формации неясна, так как известняки петропавловской свиты погружаются в восточном направлении под среднедевонские отложения. Однако вряд ли они распространялись восточнее меридиана поселков Витай – Красный Октябрь, где в отдельных блоках выходят уже вулканы трахиандезит-трахибазальтовой формации.

В среднем девоне Петропавловская зона расширяется на восток и распространяется далеко на юг, что видно из более широкого распространения известняково-терригенных отложений бокситоносной формации.

Формации позднего этапа переходной стадии почти повсеместно залегают с размывом и некоторым географическим несогласием на подстилающих породах. Однако глубина этого размыва невелика и, как правило, рассматриваемые отложения залегают на разных толщах нижнелудловских образований. Это же подтверждает и состав обломков в базальных горизонтах пород комплекса. В основном это андезиты, андезито-базальты, известняки и другие породы андезито-базальтовой и андезито-дацитовых формаций венлокско-нижнелудловского возраста.

Породы контрастной формации лландовери в составе обломков не отмечаются. Правда, в Кировоградском районе (южная часть зоны) отмечено наложение пород комплекса непосредственно на отложения контрастной серии лландовери [Червяковский, 1972]. В некоторых случаях [Андронов, 1962] описываются непрерывные соотношения с подстилающими отложениями (разрез по р. Вагран).

Тектоническая обстановка в период накопления рассмотренных формаций по настоящему не изучена. Судя по быстрой смене фаций, существованию внутриформационных (Петропавловская зона) и базальных несогласий, они накапливались в условиях активного тектонического рельефа, одновременно с формированием структур тангенциального сжатия. Появление в составе нижнедевонских отложений (Дегтярский район) серпентинитовых песчаников косвенно указывает на размыв серпентинитовых меланжей – свидетелей формирования тектонических покровов.

Интрузивные образования, комагматичные вулканитам рассмотренного комплекса, представлены широко известной габбро-сиенитовой ассоциацией Тагильского, Кувшинского, Волковского и других массивов [Вакар, Сумин, 1946; Сумин, 1953; Штейнберг, Соболев, 1964; Знаменский, 1966]. В составе пород рассматриваемого комплекса выделяются габбро, габбро-диориты, сиенито-диориты и сиениты. Другая ветвь дифференциации комплекса представлена габброидами, кварцевыми сиенито-диоритами, гранодиоритами вплоть до плагиогранитов. Этот пестрый набор пород усугубляется большим количеством ксенолитов в разной степени контаминированных, приводящих к еще большей пестроте. Габброиды в составе ассоциаций подчинены более кислым разностям. Они заметно обогащены K_2O по сравнению с нормальными габбро (среднее содержание K_2O равно 1,7%). Описаны интрузивные контакты рассматриваемых образований с породами нижнего и среднего девона [Знаменский, 1966; Чурилин, Малахова, 1973].

Формационная характеристика рассмотренной части Тагильской зоны без существенных изменений выдерживается вплоть до самого северного окончания [Волков, 1960; Мельников, Ершовская, 1971; Ершовская, 1972; Мельников, 1972]. Здесь, однако, не проявился в полной мере формационный ряд Петропавловского типа, хотя нижнедевонские известняки описаны С.Н. Волковым [1960] в бассейне р. Ятрия.

В бассейнах рек Большой и Малой Сосьвы и Маньи известны франские базальты и спилиты, чередующиеся с песчаниками и сланцами [Ерошевская, 1972], не характерные для более южных районов зоны. Формационная принадлежность этих образований не ясна. Очевидно лишь, что они не могут быть отнесены к спилит-диабазовой формации, так как чередуются с мелководными косослоистыми полимиктовыми песчаниками. Возможно, эти отложения связаны с другой, более восточной формационной зоной, скрытой под чехлом Западно-Сибирской низменности.

Наиболее спорен вопрос о возможности выделения аналогов Тагильской зоны на Приполярном Урале (Войкарский синклиорий). Здесь стратиграфически ниже заведомо эйфельских пород есть вулканиты трахибазальтового и трахитового состава [Лупанова, Маркин, 1964], что сближает их с одноименной формацией Тагильской зоны. Однако вышележащие базальтовые порфириты и туфогенно-терригенные образования среднего девона не имеют аналогов в Тагильской зоне. На самом севере Урала, в Щучьинской зоне [Дедеев, 1958; Волков, 1960] описаны слоистые и рифогенные известняки нижне-среднедевонского возраста (с признаками бокситов), которые можно было бы сопоставить с бокситоносной формацией Тагильской зоны. Они фациально замещаются вулканогенно-осадочными сериями андезито-базальтового и андезитового состава. Ниже их развиты диабазы условно ордовикского возраста, так что в целом формационный ряд напоминает Тагильский.

Подводя итог рассмотрению Тагильской зоны, перечислим еще раз ее основные формации:

- океанической стадии: диабазовая ($O_2-3?$), контрастная (натриевая) ($S_1 || n$);
- раннего этапа переходной стадии: андезито-дацитовая ($Sw - ld_1$), андезито-базальтовая ($Sw - ld_1$); она, возможно, распадается на андезито-базальтовую (Sw_1) и базальтовых порфиритов ($S_2 ld_1$);
- позднего этапа переходной стадии: известняковая ($Sld_2 - D_1$), бокситоносная ($D_2 - Dfr$), трахиандезит-трахибазальтовая ($Sld_1 - D_1$) и трахибазальт-андезитобазальтовая (D_2).

ЗАПАДНАЯ ЗОНА

Формационные комплексы, отнесенные к Западной зоне, широко распространены по западному борту Магнитогорского прогиба (см. рис. 23) в пределах Западно-Мугоджарского прогиба и в северной части Восточно-Уральского поднятия. Отложения этой же формационной зоны слагают отдельные пластины Сакмарского краевого аллохтона.

Комплексы океанической стадии развития (O_3-S)

В составе комплекса выделяются две основные формации: кремнисто-спилито-диабазовая и кремнисто-сланцевая. В состав кремнисто-спилито-диабазовой формации, несомненно, включена контрастная натриевая формация, сходная с описанной в Тагильской зоне. Однако она очень тесно связана с кремнисто-спилито-диабазовой и зачастую не может быть от нее отделена.

Кремнисто-спилито-диабазовая формация пользуется наиболее широким распространением. В состав формации входят спилиты, афировые диабазы, вариолиты, реже, диабазовые порфириты. Туфы, туфобрекчии и другие пирокластические образования резко подчинены лавам. Вулканиты почти всегда испытывали зеленокаменные изменения. Осадочные породы формации представлены флинтами, яшмами, глинисто-кремнистыми сланцами. Значительно реже встречаются песчаники и конгломераты.

В Сакмарском аллохтоне [Ильинская и др., 1972; Кропачев, 1970; Руженцев, 1974] формация в основном сложена спилитами и диабазами. Характерна шаровая отдельность лав. Среди спилитов, слагающих мощные (от 30-40 до 90 м) пласты, встречаются отдельные прослои (до 5-8 м мощностью) яшм

фтанитов и кремнистых туффитов. В некоторых разрезах [Руженцев, 1976] отмечаются прослой песчаников, состоящих из обломков тех же основных эффузивов и кремней. Иногда среди спилитов появляются пачки конгломератов (часто с туфогенным цементом) с обломками основных эффузивов, габбро-амфиболитов, зеленых сланцев, чередующихся со спилитами, и диабазовых порфиритов. В редких случаях конгломераты слагают линзы до 200 м мощностью (р. Солтак) [Ильинская и др., 1972], быстро замещающиеся по простиранию спилитовыми сериями. В ряде разрезов появляются невыдержанные по простиранию прослой и пачки туфов кварц-альбитового состава. Богатые сборы граптолитов, сделанные в последние годы В.Г. Кориневским [1972] и С.В. Руженцевым [1976], позволяют оценивать максимальный возрастной объем этой формации в Сакмарском аллоктоне от лландоверийского яруса до нижнелудловского подъяруса силура включительно. В качестве примера приведем схематизированный разрез пород формации, описанной С.В. Руженцевым в долине р. Коктагай (снизу вверх):

Мощность, м

1. Спилиты миндалекаменные с прослоями красных яшм	100
2. Песчаники полимиктовые и туфогенные конглобрекчии, состоящие из обломков основных вулканитов, яшм, иногда с кислым туфогенным цементом, с прослоями яшм	8
3. Пласт кварцевого альбитофира	5
4. Спилиты с прослоем кремнисто-глинистых туффитов	>50

Несколько иной разрез (Ильинская и др., 1972) описан в бассейне левых притоков р. Урал (рек Терекла, Сутрала и др.). Нижняя часть разреза сложена спилитами и диабазами с прослоями фтанитов и фтанитовых брекчий — 300–400 м. Средняя часть представлена спилитами, афировыми диабазами, пирокластическими брекчиями и лавобрекчиями с обломками вулканитов, фтанитов и туффитов (мощность 200–300 м). Верхи разреза сложены туфами и туфопелитами кварц-альбитофирированного состава (70–120 м). Обломочные образования и кислые туфы по простиранию быстро выклиниваются и замещаются сплошной толщей спилитов и диабазов с прослоями серых фтанитов.

Как видно из приведенных разрезов, в них присутствуют породы (кислые туфы и туффиты), которые являются, наряду со спилитами, характерным членом натриевой контрастной формации. Однако в данном случае она не может быть выделена в виде самостоятельного геологического тела и представляет выклинивающуюся линзу в породах кремнисто-спилито-диабазовой формации. С.В. Руженцев [1976] выделяет байтерекскую (в нашем понимании кремнисто-спилито-диабазовую формацию) и сугралинскую (отвечающую в основном контрастной натриевой формации) фации силурийских отложений, оговаривая их тесную фациальную взаимосвязь.

Разрезы кремнисто-спилито-диабазовой формации в пределах западного борта Магнитогорского прогиба принципиально мало отличаются от описанных [Шарфман, 1962].

В Баймакском районе, по данным А.А. Захарова и А.А. Захаровой [1972], формация сложена диабазами, спилитами (часто с подушечной отдельностью) и вариолитами. Среди эффузивов отмечены линзы и прослой темных фтанитов, в которых собраны граптолиты лландовери. В целом в разрезе явно преобладают спилиты.

В некоторых разрезах (район дер. Байгускарово) выше спилитов обособляется толща туфов дацитовых порфиритов с подчиненными пластами лав того же состава. Среди вулканитов встречен маломощный прослой глинисто-кремнистых сланцев с граптолитами лландовери. Эта толща не выдержана по простиранию, мощность ее меняется от 10 до 100 м, а в северном направлении она полностью замещается спилитами. Видимая мощность разреза формации не превышает 400 м. Вышележащие отложения условно венлокско-нижнелудловского возраста, по-видимому, относятся уже к кремнисто-сланцевой формации.

Севернее, в Абзелиловском районе формация сложена преимущественно диабазами, среди которых в подчиненном количестве встречаются микропорфировые диабазовые порфириты, вариолиты и лавобрекчии основного состава. Возраст этих пород по сопоставлению с Баймакским районом считается нижнесилурийским. Мощность видимого разреза превышает 500 м. Вышележащие отложения относятся уже к кремнисто-сланцевой формации.

Еще севернее породы формации распространены по южной периклинали так называемой Сысертско-Ильменогорской антиклинали [Панков, 1971; Турбанов и др., 1971]. Нижняя часть разреза сложена диабазами, базальтовыми, пироксеновыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, среди которых есть туфы того же состава. Кроме того, встречаются спилиты, вариолиты и даже пикритовые порфириты. В редких прослоях кремнистых сланцев этой части разреза Б.М. Садрисламов определил радиолярии лландовери. Мощность этой части разреза достигает 700 м. В верхней части разреза количество тонких туфогенных разностей основного состава увеличивается и появляется довольно большое количество фтанитов и углисто-кремнистых сланцев. Мощность этой части разреза не превышает 300 м. Вышележащие отложения относятся к кремнисто-глинистой формации.

Северным продолжением рассматриваемой зоны, по-видимому, являются Шиловско-Коновский район Среднего Урала, детально изученный в последнее время М.С. Рапопортом [1971; Рапопорт и др., 1974]. Развитые здесь вулканиты сильно изменены за счет воздействия гранитоидов. Это преимущественно зеленые аподиабазовые сланцы, порфиритоиды, реже сохраняются слабо измененные спилиты и диабазы. По мнению М.С. Рапопорта, в этом районе уверенно выделяется спилит-диабазовая формация условно лландоверийского возраста. Залегающие выше диабазы, содержащие многочисленные тела альбитофиров и кварцевых альбитофиров, М.С. Рапопорт выделяет в самостоятельную диабаз-альбитофировую (контрастную) формацию (Sw). Однако, как и в остальной части рассматриваемой зоны, кислые разности встречаются спорадически и выделение самостоятельных геологических тел, сложенных породами контрастной формации, крайне затруднено.

Условно весь комплекс основных вулканитов (включая и тела альбитофиров в верхах этой серии) объединен в одну формацию.

Среди вулканических пород помимо небольших прослоев глинистых сланцев выделена мощная пачка глинисто-кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов с граптолитами верхнего лландовери [Мухина, Шуйский, 1965]. Мощность этой пачки местами достигает 500 м. Возможно, что правомерно выделение сланцевой пачки в самостоятельную кремнисто-сланцевую формацию, как это делает М.С. Рапопорт.

Заканчивая описание конкретных разрезов пород кремнисто-спилито-диабазовой формации рассматриваемой зоны, следует особо остановиться на вопросе о возможности выделения из ее состава контрастной (натриевой) формации, аналогичной той, которая выделяется в Тагильской зоне. Так же как и в Тагильской зоне, кислые вулканиты появляются в верхней части разреза; здесь же появляются туфогенно-обломочные породы, брекчии и многочисленные гипабиссальные тела альбитофиров, кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиров. Хорошо известно, что именно к таким участкам приурочено медноколчеданное оруденение. Таким образом, правомерность выделения контрастной формации вполне оправдана. Более того, эта формация выделяется в Баймакском районе [Захаров, Захарова, 1972; Фролова, 1970], Шиловско-Коновском районе [Рапопорт, 1971]. К сожалению, далеко не всегда можно уверенно отличить гипабиссальные и субвулканические тела кварцевых альбитофиров от туфов и лав того же состава. Как показали детальные исследования (Вахрамеев и др., 1971), во многих случаях более поздние субвулканические образования автоматически включались в разрез, что приводило к неоправданному выделению контрастных формаций. Поэтому, признавая в принципе существование такой формации, я не решился выделить конкретные геологические тела из поля пород кремнисто-спилито-диабазовой формации.

Как показывают палеовулканические исследования [Нестоянова, 1959; Фролова, 1970; Шарфман, 1972; Червяковский, 1972], в основном для пород кремнисто-спилит-диабазовой формации характерны подводные трещинные излияния, преимущественно лавовый состав вулканитов, афировый их характер. Небольшие вулканические аппараты встречаются крайне редко [Нестоянова, 1959]. В таких случаях появляются линзы и прослои туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов основного состава. В этом отношении рассматриваемая формация отличается от диабазовой формации Тагильской зоны появлением в ней большого количества глинистых и кремнисто-глинистых сланцев.

Как отмечалось, в некоторых случаях появляются обломочные породы (песчаники, конгломераты) и вулканомиктовые породы, содержащие обломки пород этой же формации и отчасти пород меланократового основания (почти исключительно габброидов).

Петрохимические особенности кремнисто-спилито-диабазовой формации изучены Т.И. Фроловой [1970], П.В. Аржавитиным [1972], Б.А. Золотаревым и М.Н. Ильинской [Хворова и др., 1978] и др. В целом для вулканитов формации характерна очень слабая степень дифференциации и состав, близкий к океаническим толеитам. Отличие от них — несколько пониженное содержание TiO_2 .

Кремнисто-сланцевая формация распространена не повсеместно. Пока эта формация достоверно не может быть выделена в пределах Сакмарского аллохтона. Фтанито-кремнистая толща (сакмарская свита), широко развитая в пределах этой зоны, по данным С.В. Руженцева [1976], находится в тектонических соотношениях с породами кремнисто-спилит-диабазовой формации. Проведенные С.В. Руженцевым палеогеографические реконструкции привели его к выводу о том, что фтаниты отвечают иной формационной зоне, а их пространственное совмещение связано с шарьяжными структурами.

Наиболее четко рассматриваемая формация прослеживается вдоль западного борта Магнитогорского синклиория от Бурибайского района на юге до южного периклинального замыкания Сысертско-Ильменогорской антиклинальной структуры на севере.

В целом в составе формации преобладают темные кремнисто-глинистые и углисто-глинистые сланцы, включающие маломощные линзы и пачки алевролитов, песчаников и конгломератов. Во многих случаях среди осадочных пород встречаются пласты диабазов [Захарова, 1971; Захарова, Захаров, 1973].

В Бурибайском районе формация сложена темными глинисто-кремнистыми сланцами и аргиллитами, содержащими линзы и прослои алевролитов, песчаников, гравелитов и полимиктовых конгломератов. По простираанию грубообломочные породы быстро выклиниваются, замещаясь глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами. В некоторых разрезах обломочные породы имеют преобладающее распространение, а кремнисто-глинистые сланцы образуют среди них пласты мощностью от первых до десяти метров. Линзы и пласты песчаников и конгломератов в этих случаях колеблются от первых до 80 м. Песчаники и конгломераты приурочены в основном к низам разреза.

В составе конгломератов и гравелитов отмечаются [Захарова, 1970] спилиты, диабазы, диабазовые порфириты, габбро-диабазы, габброиды, пироксениты, серпентиниты, а также углисто-кремнистые и кремнистые сланцы. Диабазы и диабазовые порфириты нередко зеленокаменно изменены, среди габброидов встречены габбро-нориты, амфиболитизированные габбро и амфиболовые габбро. По данным А.А. Захаровой [1971], галька вулканических пород идентична вулканитам кремнисто-спилит-диабазовой формации, которая в изученных ею разрезах подстилает кремнисто-сланцевую формацию. Мощность пород, отнесенных к рассматриваемой формации, достигает нескольких сотен метров. Толща не охарактеризована фаунистически. В гальках глинистых сланцев содержатся лландоверийские и венлокские граптолиты. Вышележащие вулканогенные образования отнесены А.А. Захаровым и А.А. Захаровой к лудлоу. На этом основании возраст формации определяется как верхневенлокский — нижнелудловский.

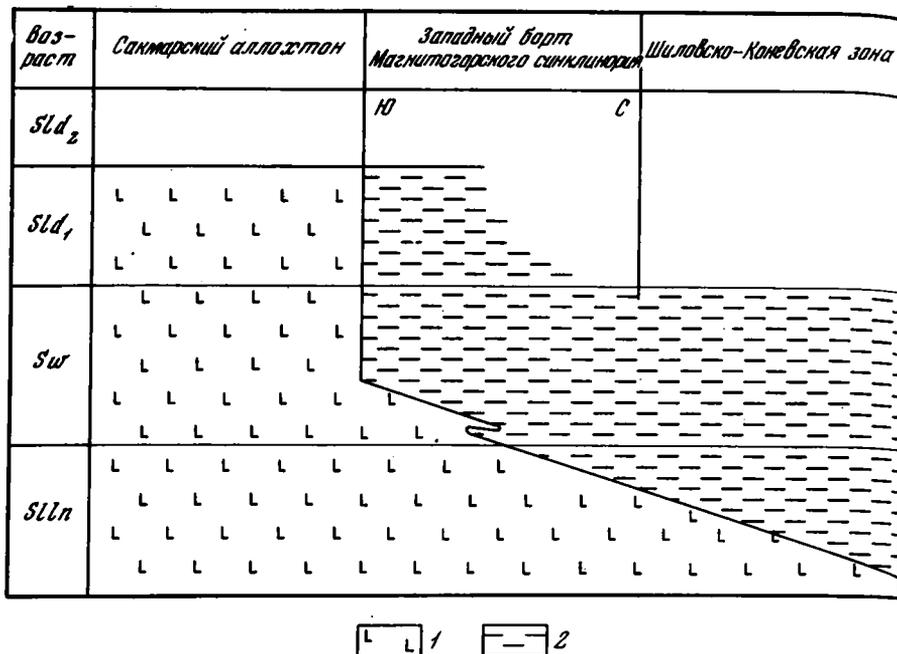


Рис. 26. Схема соотношения формаций океанической стадии развития
 Формации: 1 – кремнисто-спилит-диабазовая; 2 – кремнисто-сланцевая

Севернее, в Абзеллиловском районе [Магадеев, 1974], по-видимому, к этой же формации относится толща кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, содержащих в нижней части разреза линзы конгломератов и известняков. Состав галек в конгломератах принципиально не отличается от описанных выше в Бурибайском районе. По данным Б.Д. Магадеева [1975], в этом районе породы кремнисто-сланцевой формации с постепенными переходами перекрывают вулканиты кремнисто-спилито-диабазовой формации. В глинистых сланцах формации Б.М. Садрисламов (1966 г.) собрал граптолиты низов лудловского яруса. По мнению Б.Д. Магадеева, глинисто-сланцевая толща, как и в Бурибайском районе, имеет венлокско-нижнелудловский возраст. Мощность разреза достигает нескольких сотен метров.

Породы, относимые к рассматриваемой формации, прослеживаются далее на север в районе р. Миас [Турбанов и др., 1971; Панков, 1972]. Здесь развиты преимущественно углисто-кремнистые, кремнистые сланцы, фтаниты (часто превращенные в микрокварциты). Сланцы содержат отдельные прослои туфоалевролитов и тела диабазов. Детальные работы показали, что сланцы связаны с подстилающими породами кремнисто-спилит-диабазовой формации постепенными переходами через пачку переслаивающихся сланцев и диабазов. В глинистых сланцах были обнаружены граптолиты венлока [Плюснин и др., 1965]. Возраст формации определяется как верхневенлокско-лудловский. Мощность пород формации – до 600 м.

Более сложен вопрос о выделении кремнисто-сланцевой формации в Шиловско-Коневском районе [Рапопорт, 1971]. Выше отмечалось, что здесь, в бассейнах рек Синары и Багаряк, выделяется достаточно мощная (до нескольких сотен метров) толща углисто-глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, чередующихся с темными алевролитами. Среди сланцев нередки тела и линзы диабазов. В сланцах собрана фауна лландоверийского возраста. Вышележащие венлокские вулканогенно-осадочные толщи относятся уже к другому формационному комплексу.

Соотношение выделенных формаций не до конца ясно. В Сакмарском аллохтоне кремнисто-спилит-диабазовая формация (вместе с появляющейся в ее

верхах контрастной серией) охватывает по возрасту отложения от лландовери до нижнего лудлова включительно (рис. 26). Восточнее, в западном борту Магнитогорского прогиба породы формации сменяют лландоверийский и нижне-средневенлокский возраст. Верхняя возрастная граница формации удревняется с запада на восток от верхов нижнего лудлоу до середины венлокского века. Кремнисто-сланцевая формация (Sw - ld) в Магнитогорском прогибе согласно перекрывает породы кремнисто-спилит-диабазовой формации. В Сакмарском аллохтоне эта формация отсутствует и ее возрастным аналогом является верхняя часть кремнисто-спилит-диабазовой.

Самый сложный вопрос — вопрос о нижней возрастной границе комплекса. В большинстве случаев лландоверийские спилиты и диабазы представляют собой самую нижнюю видимую часть стратиграфического разреза. Более древние (ордовикские?) диабазы, известные в Абзелиловском районе [Магадеев, 1974], представляют блоки в серпентинитовом меланже и не могут рассматриваться в единой стратиграфической последовательности с силурийскими толщами.

В пределах Сакмарского аллохтона С.В. Руженцев [1974] выделяет мощную толщу туфов, туффитов и туфоаргиллитов кварцево-альбитофирового состава, которая, по его мнению, подстилает стратиграфически и частично замещает фациально породы кремнисто-спилит-диабазовой формации. Возраст этой толщи определяется как аренитско-нижнесилурийский. Тектоническая интерпретация этой толщи и ее взаимоотношение с формациями океанической стадии развития требуют дополнительных исследований.

Комплекс раннего этапа переходной стадии (S₂-D_{2e})

В составе комплекса выделяется три основные формации: андезито-базальтовая, андезито-дацитовая (дифференцированная) и олистостромовая.

Андезито-базальтовая формация (ирендыкская свита и ее аналоги) наиболее характерна для рассматриваемого комплекса. В качестве примера рассмотрим строение ирендыкской свиты Южного Урала, прослеживающейся вдоль западного борта Магнитогорского синклинали от района г. Баймак на юге до широты г. Верхнеуральск на севере.

В составе андезито-базальтовой формации преобладают вулканические породы базальтового и андезито-базальтового ряда как лавы, так и различные пирокласты. Наиболее подробное описание пород формации можно найти в работах О.А. Нестояновой [1940, 1960], В.С. Шарфмана [1959], И.В. Хворовой и М.Н. Ильиной [1963], В.А. Коротева [1966], В.А. Маслова [1969а, 1972а], Т.И. Фроловой [1970, 1974], Г.Ф. Червяковского [1972] и др.

Наиболее подробно породы формации и их соотношения рассмотрены в работе И.В. Хворовой и М.Н. Ильиной [1963]. Для формации характерны мощные толщи туфов, туфоагломератов, туфобрекчий. Размерность туфов колеблется от грубых до тонких туффитов и кремнистых туфов. Туфы массивные и слоистые, иногда с ритмичной слоистостью. Туфовые разности так или иначе сочетаются или переслаиваются с лавами андезито-базальтового состава (пироксеновые, пироксен-плагноклазовые и плагноклазовые порфириты). Афировые лавы встречаются крайне редко. Туфогенные разности резко преобладают над лавами, хотя в некоторых случаях отмечаются крупные поля, сложенные лавами. Осадочные породы распространены меньше. Среди туфогенных толщ часто появляются переотложенные туфы, туфопесчаники и конгломераты, состоящие из местного материала, а также линзы и прослои кремнистых пород (яшмы, кремнистые сланцы) и линзы известняков. В некоторых случаях обломочные породы слагают мощные самостоятельные толщи, в составе которых туфогенные разности имеют подчиненное значение (годилевская толща) [Водорезов и др., 1965].

Исследователи, изучавшие ирендыкскую свиту, неоднократно пытались разделить ее. Однако стратиграфические подразделения (толщи, подсвиты) оказались очень неустойчивыми. Так, по данным И.В. Хворовой и М.Н. Ильиной

кой, в южной части хр. Ирендък (район оз. Талкас) нижняя часть разреза сложена массивными и толстослоистыми туфами с признаками ритмичной слоистости и прослоями туффитов. В основании отмечены валунные конгломераты. Верхняя часть разреза представляет собой толщу пироксеновых (авгитовых) и реже плагиоклазовых порфиритов, содержащих линзы туфоагломератов и лавобрекчий. Данные этих авторов допускают возможность фациальных взаимоотношений между лавами и туфами. Лавы в этом случае отвечают склону вулканической постройки. Несколько севернее, на широте г. Тубинска, весь разрез представлен туфами, туфопесчаниками и туффитами.

Еще севернее, в районе оз. Ускуль [Маслов, 1969а] низы разреза сложены лавами, туфоагломератами и туфами андезито-базальтового состава; средняя часть разреза имеет существенно осадочный состав (туфоалевролиты, туфопесчаники с прослоями кремнистых сланцев и яшм и линзами известняков), а в верхах разреза вновь появляются туфы и лавы. Подобные примеры можно было бы продолжить. Из приведенных описаний разрезов видно, что сколь угодно закономерной стратификации в разрезе этой формации установить не удается.

Г.Ф. Червяковский и В.А. Коротеев [1963] выделяют в составе ирендьжской свиты две толщи, разделенные, по их мнению, резким угловым несогласием. Нижняя сложена туфогенно-обломочными (туфы, туфопесчаники, кремнистые сланцы) породами с отдельными прослоями лав андезито-базальтового состава. Верхняя толща сложена преимущественно лавами, лавобрекчиями и крупноглыбовыми брекчиями андезито-базальтов. По данным В.А. Коротеева, вулканы этой толщи несколько отличаются от нижележащих по петрохимическому составу.

В южной части Ирендьжского хребта в составе ирендьжской свиты выделяется годилевская толща [Водорезов и др., 1965], которая залегает с угловым несогласием на подстилающих туфогенных породах. Эта толща помимо туфов, характерных для ирендьжской свиты, содержит большое количество осадочных пород (конгломераты, туфопесчаники и др.).

Анализ конкретных сочетаний (парагенетических ассоциаций) пород, входящих в рассматриваемую формацию, позволил И.В. Хворовой и М.П. Ильинской [1963] выделить две главные ассоциации. Одна из них включает в себя андезито-базальтовые (пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые) порфириты, шлаковые агломераты и витро-кристаллокластические (иногда сплещившиеся) туфы. В основном наблюдается грубое чередование агломератов и туфов, связанных постепенными переходами с признаками градационной слоистости. Мощность агломератовых слоев колеблется от 1 до 15 м, туфовых от 1 до 7 м. Агломераты имеют резкую нижнюю границу и постепенно сменяются вверх более тонким туфогенным материалом. Однако такая закономерность нередко нарушается появлением пластов порфиритов. Эта ассоциация образовалась в непосредственной периферии центров извержений.

Другая ассоциация представлена в целом более тонкообломочным материалом (полимиктовые агломераты, туфы и туффиты). Для этих пород характерна неравномерная горизонтальная слоистость. Иногда отмечается грубослоистое строение толщи. В туффитах, образующих слои иногда до нескольких метров, часто наблюдаются подводнооползневые деформации. Детальное изучение состава, текстуры и структуры пород привело И.В. Хворову и М.Н. Ильинскую [1961] к выводу о том, что рассматриваемая ассоциация формировалась в некотором удалении от центров извержений, в относительно более глубоководных условиях. Эксплозивный материал сносился с вулканических поднятий мощными турбидитными потоками. Одновременно происходило и подводное оползание.

Большинство исследователей [Нестоянова, 1960; Червяковский, 1972], изучавших характер вулканизма ирендьжской свиты, указывают на существование многочисленных, сравнительно мелких (в большинстве случаев одиночных) вулканических центров, разделенных участками, в которых происходило накопление слоистых вулканокластических толщ. В ряде мест удалось закар-

провать вулканические центры или их жерловины [Червяковский, 1972]. Они руппируются в отдельных узлах, каждый из которых состоит из нескольких больших аппаратов.

В южной части Ирэндьжского хребта такие аппараты были выявлены исследованиями А.И. Кривцова и А.Г. Волчкова [1971]. Здесь также устанавливается "куст" вулканических центров (Гадельшинско-Галеевская группа вулканов), северу и югу от которых грубообломочные эксплозивные брекчии, чередующиеся с лавовыми потоками, сменяются более тонким слоистым вулканомиктовым материалом. По данным этих исследователей, вулканический процесс происходил в условиях резко расчлененного рельефа. Вулканические аппараты выступали нередко над поверхностью моря, а продукты перемывающих островов (слоистые вулканомиктовые песчаники) накапливались в депрессиях.

Существование вулканических островных поднятий предполагается и для других частей зоны [Хворова, Ильинская, 1963]. На это указывают пачки и линзы лав и игнимбритов андезито-базальтового состава. В последние годы игнимбриды были выявлены в ряде мест [Грешнер, 1969].

По-видимому, можно более или менее уверенно сказать, что для рассматриваемой формации нельзя предполагать единой, вытянутой в каком-либо направлении островной вулканической дуги. На это указывают и характер размещения центров вулканизма, отсутствие выдержанной фациальной зональности в отложениях и прямые данные о переходе грубых прижерловых фаций в более удаленные, тонкие. Вероятнее всего, существовали группы мелких вулканических конусов, часть которых временами возвышалась над уровнем моря.

В условиях достаточно расчлененного вулканического рельефа трудно определить роль собственно тектонических деформаций. Однако представляется несомненным, что формирование пород рассматриваемой формации сопровождалось достаточно интенсивными тектоническими движениями, местами приводящими к локальному образованию складок и угловых несогласий. Такие несогласия, связанные со складчатостью, описаны В.А. Коротеевым [1966] и Г.Ф. Червяковским [1963] в районе оз. Ускуль. Здесь, на круто залегающей (с моноклинальным падением на восток) нижней части формации с резким угловым несогласием залегают ее верхняя часть.

Внутриформационное несогласие, которое связано со складчатыми деформациями, описано в южной части Ирэндьжского хребта [Водорезов и др., 1965], где верхняя, вулканогенно-осадочная толща (годилевская) залегают на ниже лежащих толщах формации с угловым несогласием. Конседиментационная синклиналиная складка с резким увеличением мощности вулканитов от крыльев к ядру описана в южной части Ирэндьжского хребта [Кривцов, Волчков, 1971]. В основании ирэндьжской свиты в южной части хребта фиксируется угловое несогласие [Шарфман, 1959; Хворова, Ильинская, 1963]. Надо иметь в виду, что эти несогласия имеют местный характер. Так, несогласие в основании формации на юге хребта на севере исчезает, и здесь ирэндьжская свита связана постепенными переходами с подстилающими отложениями. То же характерно и для внутриформационных несогласий. В частности, упоминавшаяся выше годилевская толща, залегающая в районе дер. Годилево с несогласием на породах ирэндьжской свиты, в других местах связана с подстилающими отложениями постепенными переходами [Маслов, 1974б].

Все сказанное, как мне кажется, однозначно свидетельствует о формировании конседиментационных складчатых структур во время накопления пород андезито-базальтовой формации.

Петрохимические особенности андезито-базальтовой формации в рассматриваемой зоне охарактеризованы в работах Д.С. Штейнберга [1964], С.Н. Иванова [1969], В.С. Шарфмана [1969], Т.И. Фроловой [1970], П.В. Аржавитина [1972] и др. По их данным, вулканиты формации отвечают слабо дифференцированным базальтам и андезито-базальтам. От пород кремнисто-спилит-диабазовой формации они отличаются пониженными содержаниями Na_2O и TiO_2 и повышенными — FeO .

Андезито-базальтовая формация западного крыла Магнитогорского синклинория (ирендыкская свита) большинством датируется в интервале нижнего девона - эйфеля [Шарфман, 1959; Нестоянова, 1960; Червяковский, 1972; Маслов и др., 1972]. В средней части разреза у оз. Ускуль собрана фауна брахиопод низов кобленцкого яруса нижнего девона. Многочисленная эйфельская фауна встречается в верхней части разреза ирендыкской свиты. Отложения, перекрывающие ирендыкскую свиту, датируются верхним эйфелем - живетом (улугауская свита и бугулугырский горизонт). В районе дер. Мансурово на р. Большой Кизил ирендыкская свита без разрыва согласно залегает на подстилающих отложениях кремнисто-сланцевой формации. Последние, как отмечалось выше, включают в себя по возрасту отложения вплоть до нижнелудловских. Таким образом, нижняя часть андезито-базальтовой формации западного крыла Магнитогорского синклинория, видимо, имеет верхнелудловский возраст, а ее верхняя граница проходит внутри эйфельского яруса среднего девона.

Андезито-базальтовая формация наиболее полно развита в рассмотренном выше районе. Западнее в пределах Сакмарского аллохтона андезито-базальтовая формация выделяется в Кувандык-Медногорском и Блявнинском районах. Здесь, выше спилитов и диабазов с прослоями кремней (нижнеутягуловская свита) залегает толща туфов, туфобрекчий и лав андезито-базальтового и андезитового состава. Возраст этой толщи (верхнеутягуловская свита) обычно принимается средне-верхнедевонским [Колесников, 1973]. Однако С.В. Руженцев [1974] собрал в кремнях подстилающей спилит-диабазовой толщи силурийских граптолитов, и, таким образом, породы рассматриваемой толщи датируются им как нижний-средний девон.

Севернее рассмотренной территории, в Шиловско-Коневском районе также довольно широко распространением пользуются породы андезито-базальтовой формации [Рапопорт, 1971; Рапопорт, Зенков, 1973; Зенков, Рапопорт, 1974]. Как и в Ирендыкском хребте, здесь широко развиты туфы, туфо- и лавобрекчии и порфириды базальтового и андезито-базальтового состава (маминская толща), которые выше сменяются близкой по составу толщей, но с большим количеством андезито-базальтовых порфиритов и грубых лавобрекчий. Редкие линзы известняков содержат фауну верхнего венлока - нижнего девона. Эти толщи согласно залегают на сланцах кремнисто-сланцевой формации. Таким образом, в Шиловско-Коневской зоне нижняя возрастная граница андезито-базальтовой формации, по-видимому, опускается в середину силура.

Андезито-дацитовая дифференцированная формация под разными названиями выделялась и описывалась многими исследователями. В целом для нее характерны вулканогенные образования с резко подчиненным значением осадочных разностей. В составе формации преобладающая роль принадлежит породам андезито-дацитового ряда с заметным преобладанием туфогенных разностей над лавами. Наряду с ними распространены также и основные вулканиды базальт-андезито-базальтового состава и кислые члены (натриевые липариты). Вулканические породы определенного состава слагают мощные (до 200-300 м) линзовидные тела, которые через несколько километров замещаются линзовидными телами вулканидов другого состава. Осадочные породы (известняки, углисто-глинистые сланцы, туффиты и туфопесчаники) обычно образуют маломощные (до нескольких десятков метров) выклинивающиеся линзы.

Для примера рассмотрим строение дифференцированной формации в Баймакском районе на западном крыле Магнитогорского синклинория и расположенном непосредственно южнее Ирендыкского хребта. Дифференцированная формация (баймак-бурбайская свита) в этом районе вмещает медноколчеданные месторождения и поэтому изучена очень подробно. Наиболее полно строение этой формации сделано в работе П.Ф. Сопко и его соавторов [Колчеданные месторождения, . . ., 1973], И.С. Вахрамеева [1971] и др.

Нижняя часть разреза сложена преимущественно лавами диабазового и андезито-базальтового состава. Чаще всего это порфириды (пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые), реже встречаются афировые разности, вариолиты и даже спилиты. Широко распространены миндалекаменные породы. По латерали

Основные вулканы сильно варьируют по петрографическому составу, структуре и текстуре. Туфогенные разности основного состава встречаются значительно реже. В основном это тонкообломочные туфы. Очень локально появляются туфобрекчии базальтового состава. Туфогенные разности образуют сравнительно маломощные (первые метры) линзы.

Выше лежащая часть разреза имеет очень пестрое строение. Это чередование туфов, туфобрекчий и лав андезитового, андезито-дацитового и дацит-липаритового состава. На востоке Баймакской зоны выше дацитов лежат дацит-липаритовые и андезит-дацитовые порфириты и лавобрекчии с подчиненным количеством пирокластических пород, выше которых лежит толща лав и туфов андезитового состава с прослоями туффитов. Несколько южнее, к югу от оз. Алкас, выше основных пород развиты лавы, туфы и туфобрекчии кислого (липарит-дацитового) состава. Еще южнее основная часть разреза формации сложена дацитовыми порфиритами, сменяющимися выше андезито-базальтовыми порфиритами и туфами. Верхняя часть разреза представлена туфами андезит-базальтового и андезитового состава.

В центральной части Баймакского района разрез формации начинается чередованием андезито-базальтовых, андезитовых и базальтовых лав и туфов, сменяющихся с туффитами. Верхняя часть разреза сложена преимущественно липарито-дацитовыми порфиритами с отдельными линзами андезитовых порфиритов. Примеры разных разрезов можно было бы продолжить (рис. 27). Из этих разрезов видно, что выделяемые в каждом конкретном участке линзы не прослеживаются по простиранию. Общая мощность пород формации в Баймакском районе превышает 3 км [Колчеданные месторождения..., 1973].

Характерная особенность полей развития пород рассматриваемой формации — необычайно широкое распространение субвулканических и гипабиссальных образований. Это обстоятельство часто затрудняет составление разрезов, так как далеко не всегда удается отделить рвущие субвулканические тела от лав и пирокластов.

Детальные исследования [Колчеданные месторождения..., 1973; Вахrameев, Родичева, 1968] позволили выделить субвулканические образования разных поколений. По составу среди них выделяются дацитовые порфириты, липарито-дацитовые порфириты и мегафиры, т.е. преимущественным распространением пользуются гипабиссальные комагматы кислых членов формации. Наблюдаются [Колчеданные месторождения..., 1973] прямые переходы от гипабиссальных пород плагиогранит-диорит-кварц-диоритового состава к субвулканическим образованиям соответствующего состава.

Другая особенность пород рассматриваемой формации — их своеобразный и пестрый метаморфизм, весьма неравномерно распространенный по площади. Помимо общего зеленокаменного метаморфизма, который проявлен и в других формациях рассматриваемого этапа [Иванов, Нечеухин, 1964; Кривцов, 1965; Нечеухин, 1969], здесь широко, но очень неравномерно, распространены изменения, связанные с локальной низкотемпературной переработкой пород [Колчеданные месторождения..., 1973; Прокин, 1966, 1973]. Эта переработка обычно сопровождается интенсивным расщеплением пород и превращением вулканических пород в кварц-серпентиновые породы. Именно с такими зонами связаны колчеданные и колчеданно-полимиктовые оруденения.

Детальный анализ соотношений различных вулканических образований позволяет сделать некоторые палеовулканологические реконструкции [Колчеданные месторождения..., 1973].

Как видно из карты этих авторов, выделяется ряд крупных вулканических центров, по-видимому, представляющих собой в основном острова, разделенные участками с подводными условиями накопления вулканических пород. Эти островные вулканические поднятия имеют закономерное зональное расположение разных по гранулометрии пирокластов. Приведенные выше данные о фациальной невидержанности разрезов вулканических пород (не только по гранулометрии, но и по составу) объясняются, очевидно, тем,

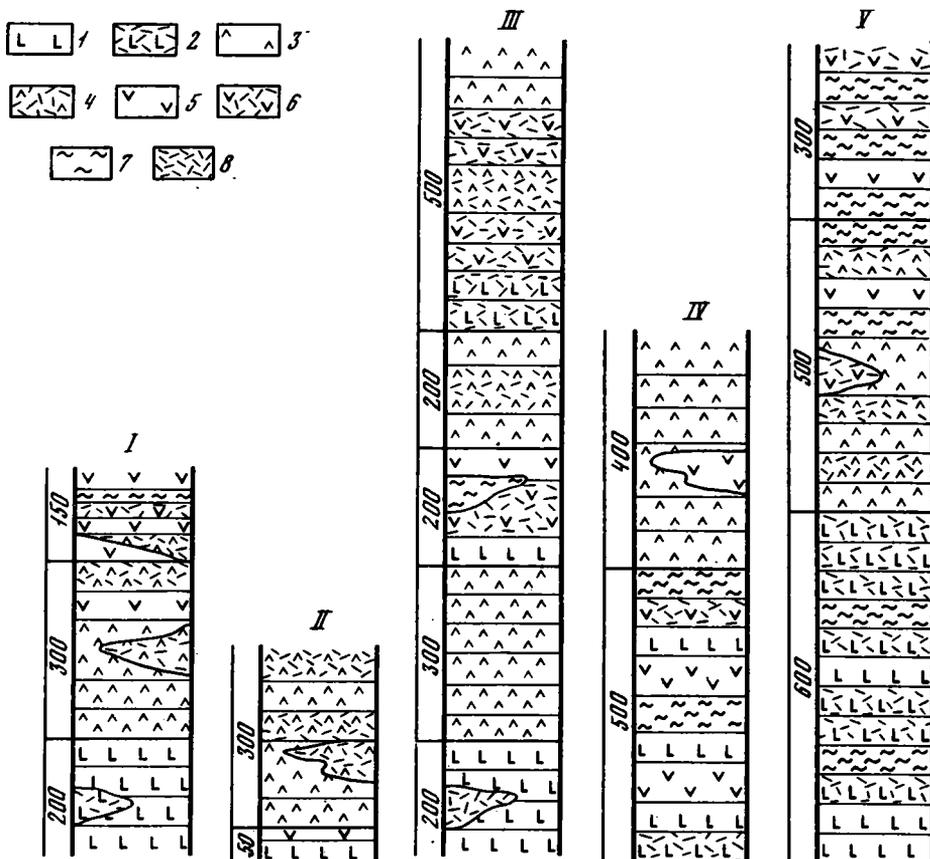


Рис. 27. Схема сопоставления стратиграфических разрезов Баймакского района

1 - диабазы и диабазовые порфириды; 2 - туфо- и лавобрекчии диабазового состава; 3 - дациты и липариты; 4 - пирокластические породы дацит-липаритового состава; 5 - андезиты и андезито-дациты; 6 - пирокластические породы андезитового состава; 7 - кремнистые туффиты и кремнистые сланцы; 8 - туфы и туфобрекчии смешанного состава. I - район Тубинска, II - район оз. Талкас, III - Центральная часть Семеновско-Юлианского блока, IV - Центральная часть Баймакской зоны, V - Майский рудник (I, II, III, V - по данным П.Ф. Сопко [Колчеданные месторождения..., 1973]; IV - по данным И.Б. Серавкина [1969])

что вулканические центры (или их группы) обладали автономными очагами, которые развивались независимо друг от друга.

Дифференцированная формация, помимо Баймакского района, описана на южном периклиномальном замыкании Сысертско-Ильменогорской антиклинали [Турбанов и др., 1971]. Здесь ей отвечает кундравинская свита, сложенная андезитовыми и дацитовыми порфиритами, кварцевыми альбитофирами, их туфами и туффитами. В отличие от дифференцированной формации Баймакского района появляются осадочные породы. В низах формации отмечаются маломощные линзы и прослои углисто-глинистых сланцев, а в ее верхах - линзы известняков и кремнистых туффитов. Такой состав формации выдерживается на большей части ее распространения. Только к югу от хр. Игиш появляется большое количество осадочных пород, которые составляют основную часть разреза (песчаники, гравелиты, полимиктовые конгломераты, углисто-глинистые сланцы и известняки). Снизу вверх по разрезу уменьшается количество грубозернисто-

го материала и возрастает роль углистых сланцев и известняков. Отнесение осадочной толщи к рассматриваемой формации представляется не до конца доказанным. Мощность пород формации в южном обрамлении Сысертско-Ильменогорской структуры достигает 2000 м.

Дифференцированная формация выделяется в северной части Западной зоны в пределах Восточно-Уральского прогиба. Здесь она распространена в бассейне р. Багаряк и дер. Зотино и Усманово (Дианова, 1974 г.). Формация представлена туфами, чередующимися с известняками. Туфы имеют преимущественно андезитовый и андезито-дацитовый состав. Для них характерна отчетливая слоистость, обусловленная различной размерностью частиц. Грубые туфы нередко содержат включения известняков и иногда обломки кварца. Известняки слоистые и массивные, обычно в той или иной степени загрязненные туфовым материалом. Туфы и известняки образуют пачки тонкого переслаивания пород (с мощностями прослоев от нескольких десятков сантиметров до первых метров) или более мощные пласты (10–15 м).

Как видно из краткого описания, дифференцированная формация рассмотренной части зоны несколько отличается от этой же формации Баймакского района. Главное отличие заключается в том, что здесь распространены слоистые туфы, накопившиеся в морских условиях, в некотором удалении от вулканических центров. По-видимому, с этим обстоятельством связано отсутствие основных разностей вулканитов (напомним, что они имеют преимущественно лавовый характер) и заметна примесь осадочных пород. Рассмотренная ассоциация пород заслуживает выделения в самостоятельную туфогенную слоистую подформацию.

Петрохимические особенности дифференцированной формации подробно рассмотрены в ряде работ. Особенно детально ее состав изучен в Баймакском районе [Аржавитин, 1972]. По кремнекислотности породы формации образуют непрерывный ряд от базальтов до липаритов с преобладанием андезитов и дацитов. Основные породы отличаются от толеитов пониженными содержаниями TiO_2 и FeO' и отвечают базальтам андезито-базальтов орогенных зон [Кутонин, 1972]. В целом для вулканитов характерно пониженное содержание щелочей (при резком дефиците K_2O), с повышенной глиноземистостью и несколько повышенным содержанием SiO_2 . Возрастные границы свит, отнесенных к дифференцированной формации, вызывают до сих пор большую дискуссию.

В известняках, входящих в разрез слоистого типа (бассейн р. Багаряк у дер. Колпаковка), собраны брахиоподы, кораллы и строматопоры верхнелудловского и нижнедевонского возраста (Дианова, 1974 г.). В южном обрамлении Сысертско-Ильменогорской антиклинали [Турбанов и др., 1971] возраст формации определяется в интервале верхи силура – средний девон по положению в разрезе ниже среднедевонских фаунистически охарактеризованных известняков и выше содержащих фауну лландоверийско-венлокских глинисто-кремнистых сланцев.

Особенно много споров вызывает возраст дифференцированной формации (баймак-бурибайская свита) в районе развития ее генотипа (Баймакский район). Часть геологов считает, что баймак-бурибайская свита синхронна породам андезито-базальтовой формации (ирендыкская свита) и имеет соответственно верхнесилурийско-нижнеэффельский возраст [Нестюнова, 1959; Хворова, Ильинская, 1963].

Другая, не менее распространенная точка зрения предполагает, что дифференцированная формация подстилает породы андезито-базальтовой (ирендыкская свита) и соответственно имеет силурийский возраст. Прямые фаунистические данные о возрасте баймак-бурибайской свиты практически отсутствуют.

Данные о силурийском возрасте основываются на том, что в некоторых местах наблюдается перекрытие андезито-дацитов и дацитов баймак-бурибайской свиты порфиритами и туфами, сходными с эффузивами ирендыкской свиты [Шарфман, 1972; Колчеданные месторождения..., 1973]. Однако сам по себе этот факт не играет решающей роли. В тех разрезах, где это наблюдается,

ирендыкская свита имеет нетипичный облик. Она включает в себя многочисленные пачки и прослой туфов андезито-дацитового и дацитового состава. Таким образом, здесь скорее наблюдаются признаки фациальных переходов между обеими рассмотренными формациями. При этом естественно появление таких разрезов, где выше кислых вулканитов появляются андезито-базальты. В самое последнее время в баймак-бурибайской свите В.П. Чибрикова обнаружена микрофоссилия нижнего девона [Маслов, 19746].

Приведенные выше данные позволяют предполагать, что дифференцированная формация приблизительно одновозрастна породам андезито-базальтовой формации и имеет верхнесилурийско-нижне-среднедевонский возраст.

Олистостромовая формация выделена пока только в пределах Сакмарского аллохтона, где она известна под названием шандинской свиты и детально описана в работах В.Г. Кориневского [1969] и С.В. Руженцева [1976]. Олистостромовая природа этой свиты была установлена С.В. Руженцевым. По его данным, олистостром наиболее широко распространен в бассейне р. Жаксы-Каргалы и на междуречье рек Косистек и Чанчар. Связующая масса олистостромов представляет песчано-гравийный материал и состоит из обломков вулканитов разного состава, серпентинитов, таффилов, плагиоклаза и кварца, чередующихся с пластинами аргиллитов и кремнисто-глинистых сланцев. Иногда появляются тонкие пластины известняков, содержащих гентакулиты нижне-среднедевонского возраста.

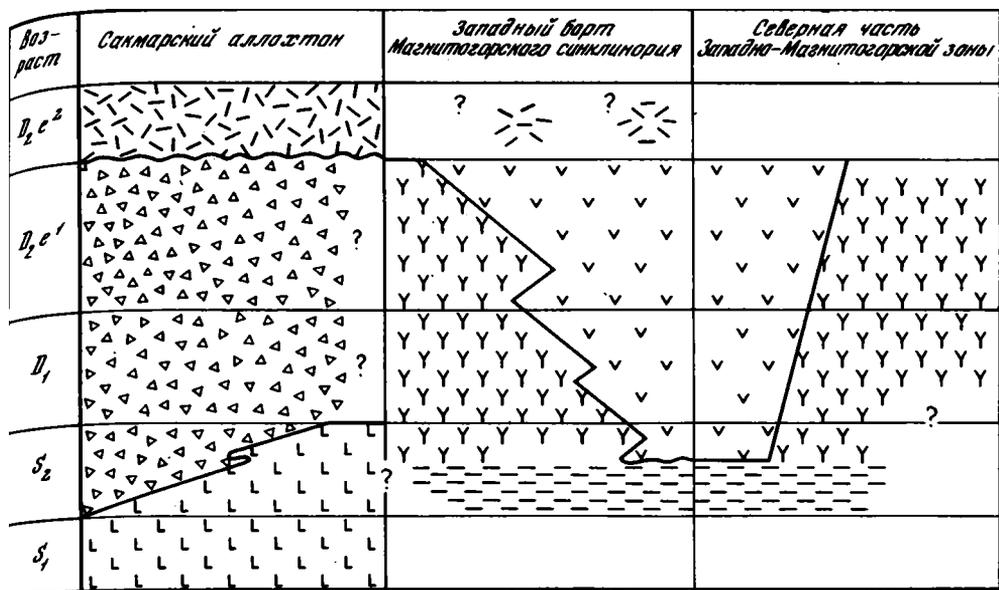
Крупные обломки и глыбы представлены известняками, фанитами, кремнистыми туфами, яшмами и вулканитами (спилитами, диабазами и альбитофирами). Обломки достигают иногда размеров до нескольких сотен метров. Из олистостромов собрана фауна, благодаря которой доказано присутствие глыб ордовикских, силурийских (разных ярусов силура), нижне- и среднедевонских пород.

В некоторых разрезах олистостромовой формации С.В. Руженцев отмечает покровы лав основного и среднего состава и пачки кислых туфогенно-осадочных пород. Характерно большое количество экструзивных тел кварцевых альбитофинов. По данным этого автора, олистостромовая шандинская свита связана постепенными переходами с подстилающими силурийскими отложениями кремнисто-спилит-диабазовой формации. Породы свиты несогласно перекрываются верхнеэфельскими образованиями, а, как отмечалось, в прослоях известняков шандинской свиты собрана фауна нижне-среднедевонского возраста. Таким образом, возрастной объем олистостромовой формации определяется как нижнедевонский-нижнеэфельский. По данным С.В. Руженцева, к олистостромовой формации можно отнести отложения херсонковской свиты, распространенной в западной части Сакмарского аллохтона к северу от р. Урал. Ее нижняя возрастная граница опускается до лландовери [Корень, Петровский, 1967]. Мощность формации определить трудно, так как полные ее разрезы практически не известны. Видимо, она превышает несколько сотен метров.

Соотношение формаций, выделенных в составе верхнесилурийско-среднедевонского комплекса показано на рис. 28. В комплексе выделены основные формации: андезито-базальтовая, андезито-дацитовая, дифференцированная (в составе которой можно выделить существенно вулканическую фацию и фацию слоистых туфов) и олистостромовая. Все формации примерно одновозрастны, хотя в каждом конкретном случае их возрастные объемы могут меняться.

Андезито-базальтовая и дифференцированная формации сменяют друг друга по простиранию Западной зоны. Как отмечалось, в ряде мест фиксируются признаки прямых фациальных переходов между этими формациями. В Сакмарском аллохтоне преимущественно развита олистостромовая формация. Только локально, в отдельных тектонических пластинках появляется андезито-базальтовая формация. Как показали исследования С.В. Руженцева [1976], эта формация появляется в самых верхних тектонических пластинках. Непосредственные соотношения олистостромовой формации с другими формациями рассматриваемого комплекса не наблюдаются.

Интрузивные породы, связанные с рассмотренным комплексом, выявлены только в северной части зоны, в Шиловско-Коновском районе [Рапорт,



L 1 /
 — — 2
 Y Y 3
 v v 4
 △ △ △ 5
 ⊠ ⊠ 6

Рис. 28. Схема соотношения формаций переходной стадии

Формации: 1 - кремнисто-спилит-диабазовая, 2 - кремнисто-сланцевая, 3 - дифференцированная, 4 - андезитобазальтовая, 5 - олистостромовая, 6 - трахибазальтовая

1971]. Это сравнительно небольшие массивы плагиигранитов и плагиигранодиоритов, слагающие линейно вытянутые тела. Отмечены заведомо аллохтонные интрузии с порфировыми краевыми фациями (Аверинский массив) и массивы автохтонного типа (Логиновский массив), окруженные широким экзоконтактовым мигматитовым ореолом плагиигранитизированных пород.

Массивы сложены плагиигранитами, плагиигранодиоритами и в меньшей степени кварцевыми диоритами. Характерна очень большая изменчивость количественно-минерального состава. Петрохимически их отличает повышенное содержание кремнезема (79-75%) и натриевая специализация ($K_2O/Na_2O \sim 0,1-0,2$).

Среднедевонский возраст плагиигранитов определяется по прорыванию среднедевонских отложений. Их галька описана в базальных горизонтах франских образований верхнего девона.

Комплекс позднего этапа переходной стадии (D_2)

Этот комплекс распространен в зоне крайне ограниченно. К нему в пределах Сакмарского аллохтона относится трахиандезит-трахибазальтовая формация, выделенная В.Г.Кориневским [1971] под названием чанчарской свиты. Формация сложена вулканомиктовыми породами и в меньшей степени лавами порфировых и афировых трахибазальтов. Трахиандезитовые разности проявлены значительно меньше. Среди вулканомиктовых пород присутствуют прослои (от первых метров до 10-15 м мощностью) песчаников и алевролитов полимиктового состава. В разрезе формации, по данным В.Г.Кориневского, выделяются две части - нижняя, для которой характерны порфировые калий-натровые трахибазальты (500-1850 м мощности), и верхняя афировых калиевых щелочных базальтов (600-1200 м мощности). С полями распространения этих пород связаны многочисленные субвулканические тела, дайки и гипабиссальные интрузии того же состава. В порфировых разностях базальтового состава вкрапленники представ-

лены лабрадором и гиперстеном, в андезитовых разностях – биотитом и роговой обманкой. Афировые породы и основная масса порфировых разностей сложены полевыми штатами (ортоклаз и плагиоклаз), пироксеном и биотитом. Для всех пород характерен кайнотипный облик и очень незначительные вторичные изменения.

Петрохимически вулканические породы рассматриваемой формации отвечают щелочным (с преобладанием калия над натрием) базальтам и андезито-базальтам. Сумма щелочей достигает 9%. Из других петрохимических характеристик отметим невысокое содержание TiO_2 (обычно меньше 1%) и несколько повышенное содержание глинозема.

Породы формации (чанчарская свита) Сакмарского аллюхтона с резким угловым несогласием залегают на подстилающих силурийских и девонских породах [Кориневский, 1971]. В базальных горизонтах, сложенных песчаниками и алевролитами, В.Г. Кориневским собрана флора верхнего эйфеля – нижнего живета, а внутри разреза формации – строматопоры верхнего эйфеля. На основании этих данных возраст пород формации определяется им как верхнеэйфельский.

Трахибазальтовая формация распространена в пределах Западной зоны очень локально. Возможно, она еще не выделена из состава других вулканических формаций. В Орском районе выделяются вулканогенные породы (щелочные базальты и трахиты), которые, вероятно, относятся к той же формации [Тищенко, 1971]. Правда, по возрасту они отнесены к нижнему девону, хотя прямых данных для такой датировки нет.

Севернее, на западном крыле Магнитогорского прогиба в Абзелиловском районе описаны небольшие штоковые и дайковые тела, прорывающие андезито-базальты ирендыкской свиты [Магадеев, 1971]. Это щелочные кислые порфировые породы калиевого ряда. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом и биотитом. В основной массе развиты калишпаты (часто альбитизированные), плагиоклазы и кварц. Петрохимически это достаточно кислые породы (содержание кремнезема 70–75%) с высокой щелочностью (сумма щелочей 8–11%) и с явным преобладанием калия над натрием (содержание K_2O от 5,12 до 7,4%). Эти породы могут рассматриваться в качестве кислых дериватов трахиандезит-трахибазальтовой формации. По мнению Б.Д. Магадеева, породы имеют эйфельский возраст.

Помимо рассмотренных выше образований в пределах Западной зоны распространены осадочные и вулканогенно-осадочные толщи живетского, верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста. Эти отложения связаны не только с Западной, а распространены во многих формационных зонах или представляют собой формационные “хвосты”, заходящие из соседней зоны. Они будут описаны в соответствующих разделах.

Подводя итог рассмотрению Западной зоны, перечислим еще раз ее основные формации:

- океанической стадии: кремнисто-спилито-диабазовая ($S_{1ln} - S_2$), кремнисто-сланцевая ($S_{1w} - S_{2ld}$);
- раннего этапа переходной стадии: андезито-базальтовая ($S_2 - D_2^{1l}$), дифференцированная ($S_2 - D_2^?$), олистостромовая;
- позднего этапа переходной стадии: трахиандезит-трахибазальтовая (D_2^{12}).

ОСЕВАЯ ЗОНА

Осевая формационная зона прослеживается от Мугоджар на юге Урала, слагает осевую часть и восточное крыло Магнитогорского прогиба, а также западную часть Восточно-Уральского антиклинория. Севернее этой зоне отвечает Алапаевско-Каменский синклиорий Восточно-Уральского прогиба. Как видно из схемы (см. рис. 23), эта зона по простиранию несколько отклоняется на восток от меридиана, пересекая под острым углом современные структурные элементы Урала. Правда, надо сразу отметить, что наиболее сложен для расшифровки участок между Алапаевско-Каменским синклиорием на севере и Магнитогор-

ским прогибом на юге. Именно здесь породы сильно гранитизированы и метаморфизованы. Соответственно границы рассматриваемой зоны на этом участке становятся условными. Однако как на севере, так и на юге Осевая формационная зона примыкает с востока к Западно-Магнитогорской, а последняя прослеживается, по-видимому, непрерывно.

Комплекс океанической стадии (S_2-D_1)

Породы комплекса в пределах зоны распространены локально. Выделяется две главные формации: нижняя кремнисто-спилит-диабазовая (S_2-D_1) и верхняя контрастная натриевая (D_2^1).

Кремнисто-спилит-диабазовая формация достоверно известна лишь в немногих местах. В северной части зоны, в Алапаевско-Каменском синклиналии (на р. Реж и к юго-востоку от станции Коптелово) Т.В.Дианова описала афировые диабазы с шаровой отдельностью. Эта полоса диабазов прослеживается вплоть до р. Нейвы, где они сильно рассланцованы. Из-за плохой обнаженности и сильного рассланцевания пород не удается восстановить строение формации в этом районе.

Южнее породы формации появляются в северной части Магнитогорского прогиба в его восточном борту (Учалинско-Александринская зона). Здесь, по данным А.Д.Штейнберга [1974], выходят диабазы и спилиты с прослоями кремнистых сланцев, возраст которых определяется как нижний девон по согласному залеганию стратиграфически ниже эйфельских отложений. Анализ геофизических полей позволил А.Д.Штейнбергу сказать, что породы кремнисто-спилито-диабазовой формации представляют нижний член стратиграфического разреза и подстилаются непосредственно габброидами.

Породы формации в виде отдельных фрагментов прослеживаются далее на юг вдоль восточного борта Магнитогорского прогиба и западной части Восточно-Уральского поднятия. К ним относятся вулканиты силурийско-нижнедевонского возраста Сухтелинской структуры и Орского Зауралья [Лядский, 1974; Рихтер, Кригер, 1974].

В целом, надо сказать, породы рассматриваемой формации изучены очень слабо. Пока можно говорить о том, что такая формация существует и что по возрасту она охватывает часть силура и нижний девон (нижняя возрастная граница не известна). Строение формации, ее петрохимические особенности не могут быть проанализированы из-за недостатка фактического материала.

Контрастная натриевая формация распространена значительно шире. К ней относятся отложения карамалыташской свиты Магнитогорского прогиба. Они обнажаются в ядрах крупных антиклинальных структур осевой части Магнитогорского прогиба, таких как Карамалыташская, Юлдашевско-Узункырская и Сибайская антиклинали, Учалинская зона и т. д. В последние годы породы этой формации были выделены в пределах восточного борта Магнитогорского прогиба и в северном продолжении Осевой зоны в Каменско-Алапаевском районе.

Контрастная формация вмещает медноколчеданные месторождения, и поэтому она изучена очень подробно. Мы не будем давать подробной характеристики слагающих ее пород, так как их описание можно найти во многих работах [Иванов, 1959, 1969; Д.С.Штейнберг, 1964; Бородаевская и др., 1968, 1970, 1971; Фролова, 1970; Бурикова, 1972; Колчеданные месторождения..., 1973; Белянина, 1975б; Кривош, 1975]. В состав контрастной формации входят основные вулканиты, чередующиеся с дацитами, натриевыми липаритами (преимущественно туфами), яшмами, в меньшей степени известняками. Вулканические породы среднего состава встречаются редко. Характерная черта формации — насыщенность ее гипабиссальными и субвулканическими телами кислого состава. Среди этих тел есть и заведомо более молодые кислые гипабиссальные образования, которые далеко не всегда удается выделить из общей массы рвуших тел, что часто вызывает определенные трудности в оценке роли тех и других.

Основные эффузивы представлены афировыми диабазами, диабазовыми порфиритами, вариолитами и спилитами. Г.П.Белянина [1975а] выделяет две группы

лав: содержащих во вкрапленниках и в основной массе преимущественно пироксен (мезократовая группа) и преимущественно плагиоклаз (лейкокатовая группа). Подчеркнем, что для основных вулканитов довольно характерны порфиоровые структуры, причем иногда устанавливается зональное строение плагиоклазов в порфириковых выделениях. Наряду с нормальными диабазами широко распространены в той или иной мере альбитизированные разновидности и спилиты. Помимо лавовых разновидностей отмечаются туфы основного состава, среди которых выделяются шлаковые агломераты, кристаллические, кристалло-витрокластические и спелые туфы диабазового и спилитового состава.

Вулканиты кислого состава представлены дацитами и натриевыми липаритами (детальное описание этих пород сделано П.А.Буриковой [1972]). Лавовые разновидности имеют сравнительно низкую степень порфиоровости, причем в дацитах преобладают вкрапленники альбитизированного плагиоклаза, а кварц находится в основной массе. В липаритах во вкрапленниках присутствует кварц. Темноцветные минералы (преимущественно роговая обманка) содержатся, как правило, только в основной массе в небольшом количестве (до 10%). П.А.Бурикова отмечает два этапа кристаллизации вкрапленников.

Туфогенные породы кислого состава распространены очень широко среди кислых вулканитов. Здесь выделяются туфы, туфо- и лавобрекчии дацитового и липаритового состава, переходящие в крупноглыбовые брекчии жерловых фаций. В некоторых случаях описаны игнимбритоподобные породы [Грешнер, 1969] и кремнистые туффиты кислого состава [Хворова, Ильинская, 1963]. Помимо чисто туфогенных пород отмечены туфовые конглобрекчии с обломками как кислых, так и основных вулканитов и вулканокластические песчаники, где наряду с обломками вулканитов и туфогенных частиц всегда встречаются обломки известняков и яшм.

Собственно осадочные породы представлены яшмами: красными (полосчатыми и массивными) и черными плитчатыми. В меньшей степени распространены органогенные или обломочные известняки.

Основная часть разреза формации сложена диабазами и спилитами. Кислые вулканиты, преимущественно пирокласты, составляют от 10 до 35% объема. Яшмы и кремнистые туффиты образуют отдельные пласты и линзы среди вулканитов или неправильной формы включения и глыбы в вулканитах.

В самом общем виде можно говорить о том, что в нижней части разреза преобладают спилиты и диабазы с линзами и включениями яшм. Туфогенные разновидности здесь развиты слабо. Лавы образуют потоки мощностью от 2 до 40 м. В большинстве случаев потоки сложены афировыми и мелкопорфирированными лавами, нередко вариолитового или подушечного строения; межподушечные пространства часто заполнены яшмовидным материалом, в котором сохраняются радиолярии [Белянина, 1975а]. Лавы содержат прослой красных яшм мощностью от одного до нескольких метров или неправильные, часто изогнутые включения яшм размером в поперечнике до нескольких метров. По-видимому, это связано с захватом лавами уже консолидированного кремнистого осадка [Хворова, Ильинская, 1963]. Видимая мощность нижней части разреза превышает 500-800 м.

Нижняя часть разреза формации по составу слагающих пород напоминает кремнисто-спилито-диабазовую формацию. Однако здесь наблюдаются и некоторые, с нашей точки зрения, существенные отличия. К ним относятся появление довольно большого количества порфириковых разновидностей с вкрапленниками нескольких генераций, что свидетельствует о более медленном подъеме магмы и существовании промежуточных очагов. Кремнистые породы, ассоциирующие с вулканитами, представлены здесь преимущественно яшмами, а не фтанитами или кремнисто-глинистыми сланцами и т. д.

Верхняя часть разреза формации отличается большой пестротой. Здесь сочетаются кислые (дациты, натриевые липариты) и основные (спилиты) вулканиты и различные кремнистые породы (яшмы, кремнистые туффиты). Разрез по laterали очень изменчив. Можно найти все переходы от разрезов, сложенных почти исключительно основными лавами, до разрезов, где ведущая роль принадлежит кислым туфам и кремнистым породам.

Существенно основной состав пород характерен для верхней части разреза в Карамалыташской антиклинали [Белянина, 1975а]. Выше спилитов и диабазов здесь залегают спилиты, чередующиеся с гиадокластитам, в которых содержится большое количество линз и прослоев яшм. Разрез венчается массивными диабазами, для которых характерна нередко столбчатая отдельность.

Отличный тип разреза описан в районе дер. Старое Сибаяево, где наблюдается незакономерное чередование спилитов и спилитовых порфиритов с туфами кислого состава и яшмами [Хворова, Ильинская, 1963]. Пласты пород различного состава имеют обычно мощность порядка нескольких метров. Кислые туфы содержат обломочки сферолитовых лав кислого состава. Здесь же встречаются мощные (до нескольких десятков метров) пласты спилитов, содержащих яшмовидные включения.

В бассейне р. Малый Кизил спилитовые пачки разделены мощными толщами (до нескольких сотен метров), в которых наблюдается чередование пластов мелко- и среднезернистых туфов натриевых липаритов, кремнистых туффитов и яшм; мощность пластов от нескольких десятков сантиметров до первых метров. Среди этих пород довольно часто появляются прослои спилитов небольшой (первые метры) мощности.

Г.Б.Мельникова [1970] выделяет две фазы кислого вулканизма. Ранняя представлена в основном туфами натриевых липаритов, поздняя имеет преимущественно дацитовый состав. Крупнопорфировые дациты поздней фазы в основном принадлежат гипабиссальной фации. Однако отмечаются и туфы этого состава [Мельникова, 1970; Бурикова, 1972]. С кислыми вулканитами нередко связаны линзы известняков.

Кислые вулканиты распространены в разрезе верхней части формации крайне неравномерно. В Сибайском районе и в восточной части Учалинской зоны соотношение кислых и основных пород 1:1. На западе Учалинской зоны и восточнее хр. Ирендик кислые породы не превышают 30% мощности разреза. В средней части Учалинской зоны кислые породы почти полностью отсутствуют, и верх разреза представлен основными вулканитами и яшмами.

В участках развития кислых пород рассматриваемой формации, особенно вблизи вулканических центров, необычайно широко проявлены процессы низкотемпературной гидротермальной переработки.

Мощность верхней части разреза изменчива: в разрезах, где кислые разности составляют до 50% объема, мощность достигает 1500 м, сокращаясь до 600–800 м в разрезах преимущественно с основным вулканизмом.

Контрастная формация довольно широко распространена в пределах Осевой зоны. Помимо рассмотренных выше участков, породы контрастной формации описаны в восточной части Магнитогорского прогиба и в западной части Восточно-Уральского поднятия. К контрастной формации принадлежит орловская свита (район г. Острой и р. Уряды), сложенная диабазами, липаритами и их туфами с линзами известняков с фауной *Stringocephalus burtini*. Мощность свиты достигает 650 м [Маслов, 1974б]. В районе р. Гумбейки к этой формации относится "альбитофировая" свита, представленная дацитами, альбитофиром и их туфами, чередующимися с основными лавами мощностью до 1000 м. К этой же формации относятся эйфельско-нижнеживетские диабазы и альбитофиры Бриентско-Ашибутацкого района (запад Восточно-Уральского поднятия – восток Магнитогорского прогиба) [Рихтер, Кригер, 1974]. В северной части Осевой зоны породы контрастной формации выделяются в пределах Алапаевско-Каменинского синклиория в районе Султановки [Дианова и др., 1974]. В этом районе в строении формации большая роль принадлежит кислым породам (натриевые липариты), которые составляют до 30% разреза. Преимущественно это лавы (хотя часть их может оказаться гипабиссальными образованиями); туфы слагают линзы до 30 м мощностью, кислые туфы содержат обломки основных лав. Основные породы (спилиты, вариолиты и диабазы) слагают пласты большей или меньшей мощности (первые метры – первые десятки метров). Среди основных лав есть прослои и линзы яшм с радиоляриями. Яшмы в отдельных

случаях образуют и более мощные пласты до 25 м мощности. В поле развития пород контрастной серии есть линзы известняков с фауной среднего девона.

Породы контрастной формации распространены в районе г. Каменск-Уральского, где они обнажаются по р. Исеть (Дианова, 1974 г.). В основном это туфы основного состава (содержащие обломочки натриевых липаритов), чередующиеся с шаровыми лавами базальтового состава и пачками натриевых липаритов и их туфов. Условно по положению в разрезе возраст этих образований считается среднедевонским.

Возраст пород формации до сих пор вызывает некоторые споры. Большинство исследователей считают, что породы рассматриваемой формации имеют эйфельский (возможно, в низах разреза и нижнедевонский) возраст. Эти исследователи полагают, что контрастная формация (карамалыташская свита) синхронна по возрасту андезито-базальтовой (ирендыкская свита) смежной Западной зоны [Херасков, 1951; Нестоянова, 1956, 1964; Хворова, Ильинская, 1963; Шарфман, 1965; Фролова и др., 1966; Вахрамеев, 1971; Маслов, 1974б]. Другие исследователи полагают, что карамалыташская свита стратиграфически залегает на ирендыкской и имеет соответственно более молодой возраст (D_2). К сожалению, прямые данные о возрасте карамалыташской свиты отсутствуют. Фауна эйфельского и живетского возраста, собранная в поле распространения пород свиты, одними авторами считается находящейся *in situ*, другими - в глыбах известняков в перемешанном состоянии. Отложения карамалыташской и ирендыкской свит согласно или с размывом (в разных местах по-разному) перекрываются живетскими толщами, что указывает на доживетский (эйфельско-нижнеживетский) возраст пород.

В ядре Юлдашевской антиклинали (западный борт Магнитогорского прогиба в его средней части) В.А. Маслов [1974б] детально откартировал переход по простиранию от андезито-базальтов ирендыкской свиты Западной зоны к спилитам и яшмам нижней части карамалыташской свиты. Этот переход осуществляется на сравнительно коротком расстоянии (первые километры), но имеет отчетливый фациальный характер. Аналогичный фациальный переход базитов карамалыташской свиты к андезито-базальтам ирендыкской отмечен Т.И. Фроловой в 1965 г. севернее, в северной части Магнитогорского прогиба. Таким образом, есть все основания полагать, что по крайней мере нижняя часть контрастной формации представляет фациальный аналог андезито-базальтовой формации Западно-Магнитогорской зоны.

Восточнее Юлдашевской антиклинали, ближе к осевой части Магнитогорского прогиба обнажаются отложения, сопоставимые с верхней частью разреза контрастной формации (карамалыташской свиты), где, наряду с основными породами, появляется довольно большое количество кислых разностей. Здесь, в глыбах известняка среди туфов встречена многочисленная фауна. Детальный анализ этой фауны [Маслов, 1974а] показывает, что здесь перемешаны глыбы с эйфельской и живетской фауной. Все это, а также характер обломков известняка привело В.А. Маслова к выводу о том, что эти глыбы нельзя рассматривать в качестве сингенетичных линз, а соответствующая часть разреза имеет, по его мнению, не эйфельский, а нижнеживетский возраст.

Таким образом, вероятнее всего, что породы контрастной формации Осевой зоны отвечают по возрасту эйфельскому и низам живетского яруса среднего девона. Причем нижняя (преимущественно базитовая) часть формации имеет эйфельский, а верхняя (собственно контрастная по характеру вулканизма) часть разреза - нижнеживетский характер. Правда, нельзя исключать и то, что контрастная формация может несколько скользить по возрасту, имея на западном борту Магнитогорского прогиба эйфельский, а в осевой части живетский возраст, как это предполагает В.А. Маслов [1974а].

Характер вулканизма контрастной формации изучался многими исследователями [С.Н. Иванов, 1959, 1969; Нестоянова, 1959; Червяковский, 1962, 1964, 1972; Хворова, Ильинская, 1963; Фролова, Бурикова, 1969а, б; Шарфман, 1969; Фролова, 1970; Шарфман, Степанова, 1971; Бурикова, 1972; Колчеданные месторождения..., 1973; Белянина, 1974в, 1975а, б]. Они при-

ходят к выводу, что базальты и спилиты нижней части формации связаны с глубокоководными излияниями трещинного типа. На это указывает почти полное отсутствие туфовых разностей [Хворова, Ильинская, 1963; Фролова, 1970], а также железо-марганцевое отношение ($Fe/Mn \sim 12-27$) в кремнях [Хворова, 1968].

Детальный анализ основных вулканитов, проведенный Г.П. Беляниной [1974а, б], также подтверждает представление о трещинном характере излияний. С этим, по-видимому, связаны выдержанная (сравнительно небольшая — первые десятки метров) мощность потоков, равномерное строение потоков по простиранию и т.д. Малая пористость пород и отсутствие четкой зональности подушек позволяют утверждать, что излияние происходило в достаточно глубоко-водных условиях.

Трещинный характер вулканизма нижних членов разреза формации сменяется вулканизмом центрального типа, характерным для верхних его членов. Крупные вулканические центры впервые были выявлены в Сибайской и Карамальташской структурах [С.Н. Иванов, 1969], а в последующие годы и в других районах развития контрастной формации. Детальные исследования позволяют реконструировать крупные вулканические центры. В Учалинском районе описан крупный Сафаровский полигенный вулкан центрального типа [Фролова, Бурикова, 1969 а, б; Шарфман, Костина, 1974].

Реконструируя историю формирования этой вулканической постройки, Р.И. Костина и В.С. Шарфман выделили три этапа ее формирования: ранний, с которым связано образование кислых лав и пирокластики, приведшее к возникновению подводного вулканического аппарата, средний, с основным характером извержений, также имеющий центральный тип (обнаружены остатки жерловины), и поздний, с извержением кислых туфов и реже лав кислого состава, причем эти извержения происходили частично в субэвральных условиях. В других случаях вулканические аппараты были более простыми; с ними связаны только кислые лавы и туфы [Бурикова, 1972; Шарфман, Костина, 1974]. Вулканические центры, с которыми связаны вулканиты кислого и основного или только кислого состава, известны также и в других местах [Червяковский, 1964, 1972; Мельникова, 1970 б; Фролова, 1970; Бурикова, 1972].

Наиболее сложен вопрос о характере отложений, разделяющих вулканические центры. Выше, при описании строения строения верхней части разреза формации было отмечено, что в удалении от центров извержений разрез представляет собой чередование тонких слоистых туфов кислого состава и кремнистых туффитов с потоками основных лав. Видимо, возможны и другие типы разрезов межвулканических участков.

Л.С. Либрович [1932] выделил так называемый бугулугырский горизонт, залегающий в кровле карамальташской свиты (контрастной формации). Этот горизонт сложен преимущественно пестрыми (красными, серыми и зелеными) полосчатыми и массивными яшмами. В последнее время появилось много работ, где оспаривается стратиграфическая выдержанность яшм как единого горизонта [Маслов, 1974б; Колтева, Самыгин, 1975].

Если исключить из рассмотрения кремнистые породы, залегающие в основании вышележащей серии (улугауской свиты), то можно сказать, что в составе карамальташской свиты появляется местами мощная пачка яшм, однако по простиранию повсеместно эта пачка не прослеживается. В районе горы Бугулугыр описана (Плюснин, 1962 г.) пачка яшм мощностью до 160 м. Это чередование пестрых (красных, желтых, зеленых) ленточных и массивных яшм, среди которых встречены редкие (первые метры) прослои кислых туфов тонкой размерности. Яшмы лежат выше сплошных диабазов карамальташской свиты и по положению в разрезе отвечают верхней части разреза свиты, содержащей и кислые и основные вулканиты.

Таким образом, можно предположить, что в наиболее удаленных от вулканических центров участках накапливались преимущественно кремнистые осадки. Это тем более вероятно, что анализ Сафаровской вулканической постройки,

описанной выше [Шарфман, Костина, 1974], показал, что в ее краевых частях резко возрастает количество линз и пачек пестрых яшм.

Петрохимические особенности контрастной формации проанализированы очень детально во многих работах [С.Н. Иванов, 1969; А.Д. Штейнберг, 1969; Фролова, 1970; Бурикова, 1972; Бородаевская и др., 1973; Белянина, 1975а]. По кремнекислотности вулканиты формации распадаются на основные (среднее содержание SiO_2 52%) и кислые (SiO_2 71%). Промежуточные разновидности почти отсутствуют. Основные вулканиты близки к пересыщенным кремнеземом толеитовым базальтам с несколько повышенной щелочностью натриевой специализации. Средняя щелочность их не превышает 3,5–4,2% при содержании K_2O от 0,2 до 0,6%. Это, учитывая более низкие, чем в толеитах, содержания CaO , большинство исследователей [Фролова, 1970; Бурикова, 1972; Белянина, 1974б] в основном объясняют влиянием процесса метаморфизма или аутометасоматоза. Анализ отношения $\text{R}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}$ показывает необычайную близость этих пород к составам средних толеитов [Белянина, 1975а]. Наиболее существенное отличие от океанических толеитов заключается в пониженном содержании TiO_2 (менее 1%). Последнее обстоятельство, как нам представляется, — хороший петрохимический критерий для разделения основных вулканитов контрастной и кремнисто-спилит-диабазовой формаций в тех случаях, когда разделение по другим признакам затруднительно.

Кислые породы контрастной формации отвечают по составам липаритам и дацитам. Они относятся к классу неопределенных, пересыщенных кремнеземом пород [Д.С. Штейнберг, 1964] резко натриевой специализации.

Анализ тройной диаграммы ($\text{FeO}-\text{R}_2\text{O}-\text{MgO}$), проведенный для пород контрастной формации [Белянина, 1975а], показал, что кислые члены формации укладываются в толеитовый ряд дифференциации. На это же указывают отношения $\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Ca})$, Mg/Fe и R/K [Бурикова, 1972], которые характерны для кислых дифференциатов толеитовых магм.

Взаимоотношение контрастной формации с подстилающей кремнисто-спилит-диабазовой видно далеко не везде. В большинстве случаев эти формации пространственно разобщены. В южной части зоны, в Средне-Орском районе (западная часть Восточно-Уральского поднятия) породы контрастной формации связаны постепенным переходом с нижележащими основными вулканитами кремнисто-спилит-диабазовой формации [Агеева, Ширай, 1974]. Возможно, самая нижняя часть разреза Карамалыгашской антиклинали, сложенная исключительно спилитами и диабазами, относится к кремнисто-спилит-диабазовой формации (на это также указывает повышенное содержание $\text{TiO}_2 = 1,4\%$). С вышележащими породами контрастной формации эти диабазы связаны постепенными переходами.

Комплекс раннего этапа переходной стадии (Dgv)

Комплекс распространен в пределах Осевой зоны очень широко и представлен андезито-дацитовой и андезито-базальтовой формациями. Наиболее широко распространена андезито-дацитовая (дифференцированная). В ее составе выделяются две фациальные разновидности (подформации). Одна из них, представленная вулканитами (лавами и туфами) андезитового, дацитового и липаритового (натриевого ряда) состава, принципиально мало отличается от одноименной формации других зон, описанных выше. Подробная петрографическая и петрохимическая характеристика вулканитов приведена в работах Т.И. Фроловой [1969, 1970]. По ее данным, в составе подформации распространены лавы и туфы, варьирующие по составу от базальтов до липаритов со всеми промежуточными разновидностями (андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, дациты, липарито-дациты и липариты). Преобладают породы среднего (андезиты) и кислого (дациты и липариты) состава. Вулканитам свойственны неравномерные парагенезисы, обилие ксеногенных вкрапленников, порфиновый тип пород (объем вкрапленников достигает 30% массы породы) при нескольких их генерациях. В породах среднего и основного состава вкрапленники в основном представлены

плаггиоклазом ($A_n 80$), причем содержание анортита увеличивается во вкрапленниках поздней генерации. Темноцветные минералы представлены преимущественно ромбическим пироксеном, хотя наблюдается весь реакционный ряд от оливина до биотита.

Кремнекислые разности, детально изученные И.А. Буриковой [1972], образуют непрерывный ряд от андезито-дацитов до липаритов. Порфиновые вкрапленники представлены преимущественно плаггиоклазом ($A_n 30-40$) и кварцем, для которого также выделяются, по крайней мере, две генерации. Темноцветные минералы представлены пироксеном, роговой обманкой и биотитом. Минеральные парагенезисы вкрапленников очень неравновесны (например, плаггиоклаз - кварц - пироксен - роговая обманка).

Лавы в составе подформации в целом по объему подчинены туфогенным разностям (туфы, туфобрекчи и т.д.) того же состава. Количество туфогенных пород увеличивается в кислых разностях. Соотношение туфов и лав в разных местах очень различно. Осадочные породы (исключая некоторую примесь чужеродного обломочного материала в туфах) крайне редки (небольшие линзы известняков).

Наиболее представительный пример строения подформации - центральная часть Учалинской зоны (северная часть Магнитогорского прогиба), изученная И.А. Буриковой. По ее данным, в нижней части разреза залегает невыдержанная по мощности (0-600 м) толща андезитовых лав и вулканитов. Выше залегает изменчивая по мощности (от 100 до 1000 м) толща лав и туфов кислого состава (от андезито-дацитов до липаритов). Разрез венчается пачкой грубообломочных вулканокластических пород андезитового состава, содержащих прослой переотложенной вулканокластики и линзы известняков. Мощность пачки 350 м. Общая мощность разреза подформации в этой зоне достигает 2000 м. Последовательность напластования не выдерживается от участка к участку.

Наиболее широко распространена туфогенная слоистая подформация рассматриваемой формации (улутауская свита). Строение подформации было детально изучено Т.И. Широковой [1973] в Баймакском районе Южного Урала. Здесь подформация сложена в основном туфами различной размерности. Преимущественное развитие остроугольных, угловатых, неокатанных обломков и идиоморфных кристаллов, шлаковых фрагментов и литокластов указывает на пирокластический непереотложенный характер этих туфов. Обломки осадочных пород (яшм и известняков) встречаются редко. По составу туфы отвечают широкому спектру пород от андезито-базальтов до натриевых липаритов. Преобладают андезиты и андезито-дациты. Помимо чисто пирокластических разностей, составляющих ассоциацию, выделяются пелитовые осадочно-туфогенные разности, которые отвечают по своему составу непрерывному ряду от глинисто-туфогенных пород через яшмы до чистых фтанитов. Реже встречаются туфогенно-граувакковые породы, состоящие из смеси окатанных и угловатых обломков туфов и окатанных обломков лав (андезитовых порфиритов, дацитов, реже спилитов), а также из обломков яшм, кремней и известняков.

Характер разреза формации лучше всего проиллюстрировать на примере Баймакского района (Кизило-Уртазымская зона). В основании прослеживается горизонт выдержанных слоистых и массивных яшм переменной мощности (от первых метров до первых десятков метров). Этот горизонт ранее объединялся с яшмами нижележащей контрастной формации под названием бутулутырского. Данные последних лет [Маслов, 1974а] позволяют отделить часть яшм, которые принадлежат основанию рассматриваемой подформации (улутауской свиты), от яшм, принадлежащих контрастной формации. Выше выделяется три толщи [Широкова, 1973]. Нижняя представляет собой ритмичное чередование туфов с четкой градационной слоистостью. Низы ритмов имеют гравийную размерность, постепенно сменяющуюся вверх псаммитовой и далее пелитовой. Мощность ритмов колеблется от нескольких десятков сантиметров до первых метров. Мощность толщи 150-200 м.

Средняя толща - туфы среднеобломочные и грубообломочные, массивные. В грубообломочных туфах встречаются обломки диаметром до нескольких де-

сятков сантиметров. Пачки массивных туфов мощностью до 50 м расслаиваются маломощными слоистыми туфами тонкой размерности. Иногда в составе этой толши появляются потоки лав андезитового состава. Мощность толши до 1000 м.

Верхняя часть сложена туфогенно-граувакковыми породами грубозернистыми и тонкозернистыми, хорошо отсортированными, нередко с градационной слоистостью. Обломки представлены в основном дацитами и кварцевыми альбитофирами, реже андезитами, а также чужеродными спилитами и кремнями. Отмечаются прослойки и обломки известняков с фауной. Мощность толши до 100 м. В южном направлении верхи разреза несколько меняют свой состав. Они сложены обломками и туфами дацитового состава, иногда грубыми и несортированными.

Обе подформации широко распространены в пределах Осевой зоны от ее самых северных до самых южных частей. В Алапаевском районе (Дианова, 1974 г.) распространена вулканическая подформация. Она представлена лавами и туфами, меняющимися по составу от базальтов до натриевых липаритов. В Алапаевском районе преобладают породы андезитового состава, иногда отмечаются потоки андезитовых лав с шаровой отдельностью. Осадочные породы, ассоциирующие с вулканитами: известняки, известковистые песчаники, туфопесчаники и кремнистые породы. Эта подформация по вертикали сменяется слоистой туфовой, в которой преобладают туфы андезитового состава. По laterали она также замещается слоистой подформацией. Так, в Сухоложском районе развита толша слоистых (иногда ритмично слоистых) туфов, варьирующая по составу от базальтов до дацитов.

В южной части зоны в пределах Восточно-Уральского поднятия вулканы дифференцированной формации развиты в пределах Буруктальского синклинария [Золотник-Хаткевич, Требухин, 1971]. Они представлены лавами и туфами андезито-базальтового и андезитового состава (последние преобладают). Ключевые разности (дациты) представлены преимущественно субвулканическими телами.

Слоистая туфогенная подформация распространяется за пределы Осевой зоны, заходя в прилегающую часть Западной формационной зоны. При этом происходит некоторое изменение набора пород подформации. В ее основании появляется хорошо выраженный горизонт базальных конгломератов, содержащих многочисленную гальку подстилающих пород, а в составе слагающих подформацию пород — туфопесчаники с примесью окатанного чужеродного материала, глинистые и кремнистые сланцы и т.д. [Рапопорт, 1971].

Дифференцированная формация (улутауская свита Магнитогорского прогиба и ее аналоги в других частях зоны), по-видимому, местами фациально замещается другой формацией, близкой по составу андезито-базальтовой формации Западной и Тагильской зон. Однако в Осевой зоне эта формация моложе и имеет живетский возраст [Маслов, 1974а]. Формация представлена преимущественно туфами и туфопесчаниками, в меньшей степени лавами андезито-базальтовых порфиритов и лавобрекчий. Эта формация практически не изучена литологически и петрохимически и может быть выделена в очень ограниченных участках.

Палеогеографическая обстановка, характерная для времени накопления пород рассмотренных формаций, описана в работах Г.Ф. Червяковского [1972], Т.И. Широбоковой [1973], С.Н. Иванова [1969], В.М. Нечеухина [1969] и многих других. Она определялась существованием участков вулканических поднятий, на которых накапливались породы вулканогенной подформации, разделенные широкими пространствами, где в условиях средних и небольших глубин [Широбокова, 1973] формировались слоистые (иногда флишoidные) морские серии туфогенной подформации. Вулканические зоны представляли группы вулканов центрального типа [Бурикова, 1972; Червяковский, 1972], в основном подводных, иногда поднимающихся выше уровня моря. На последнее обстоятельство указывает локальное появление краснокаменно измененных пород и игнимбритов [Грешнер, 1969].

Анализ гранулометрии слоистых туфов межвулканических зон показывает, что происходит закономерное уменьшение размерности туфов по периферии вулканических поднятий [Широбокова, 1973].

В расположении вулканических центров (и их групп) не удается наметить какой-либо линейной закономерности типа вулканических дуг или зон. По существу вулканические аппараты концентрируются в некоторых "узлах", развываясь вдоль простирающихся межвулканическими депрессиями. Один из таких вулканических "узлов" — западная часть Учалинской зоны, другой намечается предела Буруктальской структуры, третий — в Алапаевском районе.

По-видимому, во время накопления пород рассматриваемой формации начали ормироваться и конседиментационные структуры, не связанные с вулканической деятельностью (конседиментационные складки и разломы), такие как Карамальташская и Юлдашевская антиклиналь, или разломы, ограничивающие Карамальташскую антиклиналь с запада. Для Карамальташской антиклинали устанавливается уменьшение мощности слоистых туфов в периклиальной ее части два раза по сравнению с их мощностью на восточном крыле [Широбокова, 1973]. По разлому, ограничивающему эту антиклиналь с запада, наблюдается расчленение слоистых туфогенных толщ, что свидетельствует об орографической выраженности этой структуры [Коптева, Самыгин, 1975]. Конседиментационность Юлдашевской и Аюсовской антиклиналей хорошо показана в работах Н.П. Хераскова [1967].

Таким образом, палеогеографическая обстановка определялась не только чисто вулканическими факторами, но и достаточно отчетливо были проявлены тектонические формы рельефа, и, что наиболее существенно, эти формы рельефа отвечают современным складчатым и разрывным структурам, формирование которых (судя по их морфологии) связано с тангенциальным сжатием. На существование складчатых деформаций в этот период времени указывает также и выявление локальных угловых несогласий в основании комплекса.

Петрохимические особенности пород дифференцированной формации рассмотрены в работах Г.В. Мельниковой [1969а, 1970], Т.И. Фроловой [1970], Л.В. Аржавитина [1967, 1969, 1971, 1972], И.А. Буриковой [1972] и др. Для вулканических формаций характерен непрерывный по кремнекислотности ряд от базальтов до натриевых липаритов с преобладанием андезитов и дацитов. Они относятся к нормальной известково-щелочной серии с отчетливым преобладанием натрия над калием. По сравнению с однотипной формацией Западной зоны вулканические обогащены Al_2O_3 и CaO и обеднены SiO_2 и MgO [Аржавитин, 1972].

Возраст пород обеих формаций устанавливается довольно хорошо по многочисленным находкам животской фауны [Либрович, 1932; Маслов, 1974а]. В северной части зоны слоистая туфогенная подформация датируется как D_{2-3} , однако эта датировка основана на косвенных данных и нуждается в более строгих доказательствах.

Рассмотренный комплекс в большей своей части, по-видимому, согласно перекрывает нижележащие образования и связан с ними постепенным переходом. Особенно характерно это для внутренней части зоны [Мельникова, 1970]. В краевых частях зоны в основании комплекса появляется размыв и угловое несогласие [Маслов, 1972а]. В базальных горизонтах содержатся обломки подстилающих пород. Особенно резким это несогласие становится в случаях "выпескивания" слоистой подформации в Западную зону [Рапопорт, 1971]. Мощность пород комплекса различна в разных местах и меняется от 200 до 1600 м, достигая максимума в участках активного вулканизма.

Комплекс позднего этапа переходной стадии (D_{3fr})

Комплекс представлен очень пестрой по составу формацией, известной под названием базальтоидной порфиритовой [Фролова, 1970]. Ей отвечает в основном колтубанская свита, выделенная Л.С. Либровичем [1933]. Строение формации подробно описано Г.Ф. Червяковским [1972] и др. Вулканические породы представлены в основном базальтовыми и андезито-базальтовыми (оливин-

клинопироксеновыми и оливковыми) порфиритами, их туфами, туфобрекчиями и грубыми ксенотуфами. Коэффициент эксплозивности достигает 70%. Андезиты и более кислые разновидности вулканитов резко подчинены. Отмечается появление трахитов [А.Д. Штейнберг, 1974], субщелочных оливковых базальтов [Фролова, 1970] и даже пикритов [Аржавитин, 1972]. Характерная особенность вулканогенных пород формации – их удивительная свежесть – результат отсутствия проявления зеленокаменного метаморфизма в них.

Осадочно-вулканогенные и осадочные члены формации представлены преимущественно обломочными (иногда грубообломочными) образованиями. Это – вулканомиктовые и полимиктовые песчаники, конгломераты, реже кремнистые породы и алевролиты. Подчиненное значение имеют линзы известняков. Важно отметить появление глыбовых горизонтов, вполне сопоставимых с олистостромовыми образованиями. Такой олистостромовый горизонт был детально изучен в районе горы Бягоды в северной части Магнитогорского прогиба [Смирнов и др., 1972; Магадеев и др., 1974]. Олистолиды сложены глыбами известняка с живетской фауной, порфиритов андезито-базальтовых и андезитовых, кварцевых альбитофиров. Вулканиды олистолидов испытали зеленокаменной метаморфизм. Размеры олистолидов достигают 0,5 км. Цемент – вулканомиктовые песчаники, иногда известковистые. По простирацию олистостром замещается пуддинговыми конгломератами с таким же составом обломков. В других местах (оз. Колбутан) [Маслов, 1969б] в состав конгломератов добавляются обломки кремнистых сланцев и яшм.

Терригенные породы формации иногда слагают пачки флишевого строения (это характерно для средне- и мелкозернистых разновидностей) мощностью до первых сотен метров.

Анализируя соотношение разных типов пород, все исследователи приходят к выводу о том, что для формации характерно невыдержанное линзовидное чередование пород разного типа с быстрым выклиниванием вулканитов или изменением гранулометрии обломочных пород по простирацию. Вулканогенные породы слагают в некоторых разрезах до 50% общего объема, в других не более 10% или отсутствуют вовсе.

В некоторых разрезах (хр. Бягода) [Смирнов и др., 1972] как будто намечается закономерность в вертикальном разрезе формации. Она заключается в том, что нижняя часть разреза сложена олистостромом, а вулканические, вулкано-терригенные и терригенные породы приурочены к более высоким горизонтам. Однако нет никаких данных, позволяющих проследить эту закономерность на больших площадях.

Рассматриваемая формация распространена в пределах Осевой зоны не повсеместно. Она известна в северной части Магнитогорского прогиба (колбутанская свита) и в северной части Осевой зоны (Алапаевско-Каменский район), где к ней относятся плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые и пироксеновые базальтовые порфириты, туфы, вулканические брекчии и обломочные породы (аргиллиты, алевролиты и песчаники). Не исключено, что к этой же формации следует отнести осадочную толщу брекчий, конгломератов и глинистых сланцев с прослоями песчаников и кремнистых пород, вскрытую в районе Султановки (также в северной части Осевой зоны). Возможно, эта толща представляет собой олистостром, столь характерный для рассматриваемой формации. Среди обломков преобладают известняки, зеленокаменноизмененные порфириты и альбитофиры и, что наиболее важно, отмечаются обломки плагиогранитов, серпентинитов и габбро (Дианова, 1974 г.).

В теле рассматриваемой формации вулканические образования слагают отдельные разобщенные участки, разделенные площадями с терригенным осадочнонакоплением. Преобладают вулканические постройки центрального типа, преимущественно подводные. На начальных этапах вулканизма фиксируются мощные трубки взрыва, сменяющиеся более спокойным излиянием лав [Фролова, 1970].

В период накопления пород формации, несомненно, происходили интенсивные горизонтальные тектонические движения, сопровождающиеся складчатостью и

достаточно резким тектоническим рельефом. На это указывает быстрая латеральная изменчивость разрезов, не связанных с вулканическими формами рельефа, появление в обломках подстилающих пород (включая габбро и серпентиниты) самое главное появление олистостром.

Петрохимически вулканиды формации представляют слабо дифференцированные олисты, недонасыщенные кремнеземом с повышенной (против толеита) глиноземистостью, что сближает их со слабо дифференцированной андезито-базальтовой формацией. От последней она отличается повышенным содержанием Ti_2O и калий-натриевой щелочной специализацией. Вулканиды имеют щелочную тенденцию вплоть до появления разностей трахитового состава.

Возраст пород рассматриваемой формации вызывает некоторые споры. Дело в том, что помимо линз и прослоев известняков с франской фауной [Маслов, 1966] в виде обломков (особенно среди олистострома) нередко встречаются глыбы и крупные блоки известняков, в которых собрана фауна живетского возраста [Смирнов и др., 1972; Магадеев и др., 1974]. Нужно согласиться с мнением указанных авторов, что эти глыбы не могут свидетельствовать о живетском возрасте пород формации. Эти же соображения не позволяют относить глыбово-брекчиевые отложения района Султановки (описанные выше) к живетскому веку. Скорее всего формация повсеместно имеет франский возраст. Кошность пород изменчива и достигает 1200 м.

Взаимоотношение пород формации с подстилающими толщами не везде одно. Судя по обломкам подстилающих пород (включая серпентиниты), можно предполагать угловое несогласие в основании (может быть, не повсеместное).

Интрузивные породы, связанные с формированием рассматриваемой формации, распространены незначительно. По данным А.Д. Штейнберга [1974], к ним относятся гипабиссальные тела габбро-сиенитового состава (Верхнеуральский комплекс в северной части Магнитогорского прогиба) и их аналоги в других частях зоны. Таким образом, для Осевой структурно-формационной зоны характерен следующий формационный ряд:

- океанической стадии: кремнисто-спилит-диабазовая ($S_2 - D_1$) и контрастная натриевая (D_2);
- раннего этапа переходной стадии: андезито-дацитовая (D_2gv) и андезито-базальтовая (D_2);
- позднего этапа переходной стадии: формация базальтовых порфиритов (D_3fr).

ВОСТОЧНАЯ ЗОНА

Комплексы, относящиеся к этой зоне, выходят в самой восточной части Южного Урала. Это наименее обнаженная часть Урала, где очень широко распространены крупные гранитоидные массивы верхнепалеозойского возраста, и поэтому сведения о характере строения формаций этой зоны весьма фрагментарны, а возраст слагающих их пород далеко не везде ясен, равно как и соотношение между отдельными формациями и группами формаций. Наиболее полная характеристика пород этой зоны приводится Т.В. Диановой (1974 г.).

Комплекс океанической стадии (S_1)

К этому комплексу отнесена спилит-диабазовая формация, сложенная преимущественно афировыми диабазами и спилитами, нередко имеющими подушечную или шаровую отдельность. Вулканогенные породы образуют основную часть разреза. Им подчинены прослой черных фтанитов, содержащих радиолярии. Породы, относящиеся к этой формации, развиты в Карталинском и Варненском районах (Дианова, 1974 г.). В большинстве случаев эффузивы расланцованы и альбитизированы. Судя по почти полному отсутствию пирокластических фаций (только в одном месте зафиксированы мелкие вулканические бомбы), излияния имели трещинный характер в подводных (может быть, глубоководных - различные радиоляритов, отсутствие бентосных форм) условиях. Петрохимически вул-

канинты формации отвечают нормальным океаническим толеитам с несколько повышенным содержанием Na_2O (до 4%).

Возраст пород формации определяется по находкам в кремнях радиолярий ($S_1 \ln_2-3$) [Мамаев, Черменинова, 1960]. Мощностъ пород, относимых к этой формации, неясна.

Комплекс переходной стадии (S_2-D_1)

Комплекс представлен двумя формациями. Андезито-базальтовая формация сложена пироксеновыми и пироксен-плаггиоклазовыми порфиритами, лавобрекчиями и туфами того же состава. Туфы слагают слоистые пачки. Лавовые фации распространены шире, чем пирокластические. Однако в верхах разреза пирокластические разности (грубые туфы, туфобрекчии) преобладают. Осадочные породы практически отсутствуют.

По мнению Т.В. Диановой (1974 г.), наряду с трещинными излияниями широко распространены вулканические аппараты центрального типа. Один такой аппарат детально изучен на правом берегу р. Санарки.

Петрохимически вулканические породы отвечают андезито-базальтам, очень незначительно варьирующим по кремнекислотности (49–51%).

Возраст формации условно определяется как силурийский по залеганию структурно выше нижнесилурийских образований.

Андезито-дацитовая формация распространена достаточно широко. Она сложена андезито-базальтами, андезитами, дацитами и в меньшей степени натриевыми липаритами. Преимущественным распространением пользуются вулканисты андезитового состава. Лавы всегда порфировые, туфы грубо- и мелкообломочные, в некоторых разностях туфов встречаются обломки известняков до 10–20 см в диаметре. Соотношение туфовых и лавовых фаций очень не выдержано от разреза к разрезу, но в целом туфы преобладают. Из осадочных пород отмечены крупные линзы рифогенных известняков, довольно быстро замешающихся по простиранию вулканистами [Булькин, 1958].

Разрезы формации в разных частях зоны плохо сопоставимы друг с другом. Так, в Кособродском районе низы разреза сложены туфами и лавами базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, выше преобладают андезиты, дациты и их туфы (кособродская свита). Верхи разреза сложены андезитовыми туфами. В Еманжелинском районе весь разрез сложен туфами андезитового состава и туффитами. Среди туфов встречаются грубообломочные разности с обломками андезито-дацитовых порфиритов. Развитие вулканических центров и обилие пирокластики позволяет говорить о преимущественно центральном типе извержений (Дианова, 1974 г.).

Петрохимически вулканисты относятся к непрерывной формации натриевого ряда с несколько повышенной глиноземистостью.

В линзах известняков среди вулканистов найдена фауна лудловского яруса силура и нижнего девона.

Взаимоотношения между андезито-базальтовой и андезитовой формациями не совсем ясны. По мнению Т.В. Диановой, первая более древняя, вторая более молодая. Однако этот вопрос не может быть решен без дополнительных исследований и не исключено, что, как и аналогичные формации в других зонах, они окажутся одновозрастными.

В целом для Восточной зоны выделены следующие формации:

– океанической стадии: спилито-диабазовая (S_1);

– переходной стадии: андезито-базальтовая (S_2) и андезито-дацитовая ($S_2 - D_1$).

ОБСУЖДЕНИЕ

Формационные ряды каждой из выделенных структурно-формационных зон обладают определенным сходством. Однако возрастные интервалы сходных формаций существенно изменяются при переходе от одной зоны к другой. Можно говорить о закономерном вертикальном формационном ряде, типичном для любой из зон.

Комплекс формаций океанической стадии образует нижнюю часть разреза каждой из выделенных зон. Нижняя часть комплекса представлена двумя очень близкими формациями: диабазовой (Тагильская зона) и кремнисто-спилит-диабазовой (остальные формационные зоны). Преимущественным развитием в обеих формациях пользуются зеленокаменноизмененные афировые диабазы и спилиты, часто с подушечной отдельностью. Преобладают лавы трещинного типа, образующие потоки мощностью до нескольких десятков метров. Пирокластические образования почти полностью отсутствуют. Отмечены только редкие линзы гналокластитов. Вулканиды прорваны роями параллельных даек диабазов, не отличающихся от лав по всем геохимическим показателям. Такие комплексы параллельных даек, слагающие зоны шириной до первых километров и прослеживающиеся на многие километры по простиранию, описаны в Мугоджарах на Южном Урале и восточнее Тагильского массива на Среднем Урале [Иванов и др., 1973б; Белянина и др., 1974].

Петрохимически вулканиды отвечают толеитам с очень устойчивой кремнекислотностью (SiO_2 от 48 до 51%) и малой дисперсией основных петрогенных элементов, которая не зависит от кремнекислотности (колебания содержания Al_2O_3 от 14 до 17%; сумма щелочей от 3 до 5%; TiO_2 от 1 до 1,7%; рис. 29, а-г)¹. Несмотря на то, что породы всегда зеленокаменно изменены, значения $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ варьируют в очень небольших пределах при крайне низком значении этого отношения (малое содержание K_2O). Это, по-видимому, связано с первично низким (до 0,3–0,5%) содержанием K_2O в вулканидах. Действительно, как показали анализы наиболее свежих пород рассматриваемого комплекса, в которых зеленокаменные изменения почти не проявлены, содержания K_2O не превышают 0,3% [Румянцева, 1968; Иванов и др., 1973б; Белянина, 1975а]. Судя по выдержанности петрохимических характеристик вулканиды представляют собой недифференцированный продукт кристаллизации единой толеитовой магмы.

Сравнение рассматриваемых вулканидов с толеитами срединно-океанических хребтов приводит к выводу об их большом сходстве. Такой вывод сделан на основании полного сравнительно-геохимического анализа наименее измененных разностей вулканидов Осевой зоны (район Карамалыташской антиклинали) [Белянина, 1974а] и Западной зоны (Мугоджары) [Иванов и др., 1973б]. Это сходство подчеркивается чрезвычайно малой дисперсией содержания главных петрогенных элементов в океанических толеитах (рис. 29).

Однако сравнение массовых анализов вулканидов рассматриваемых формаций с анализами толеитов срединно-океанических хребтов показывает, что наряду с общим их сходством наблюдаются закономерные различия. Особый интерес представляет различие в содержании щелочей. Как видно из рис. 29, суммарная щелочность океанических толеитов в целом (несмотря на некоторое перекрытие полей фигуративных точек) ниже, чем в их уральских аналогах, хотя отношения $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ к SiO_2 совпадают. Это не удивительно, так как среди уральских толеитов широко распространены спилиты, редко встречающиеся в образцах, поднятых со срединно-океанических хребтов.

На диаграммах AFM (рис. 30, а) видно, что фигуративные точки уральских толеитов несколько смещены по отношению к полю фигуративных точек Срединно-Атлантического хребта в сторону относительного увеличения $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и FeO . Эта разница в щелочности, несомненно, связана в основном с разницей в содержании Na_2O , так как абсолютное содержание K_2O в тех и других

¹ На представленных графиках не разделены вулканиды разных формационных зон. Однако при работе над систематизацией петрохимических данных это разделение проводилось. В данном и других случаях, где говорится о дисперсии содержаний, она не связана с региональными различиями вулканидов различных зон.

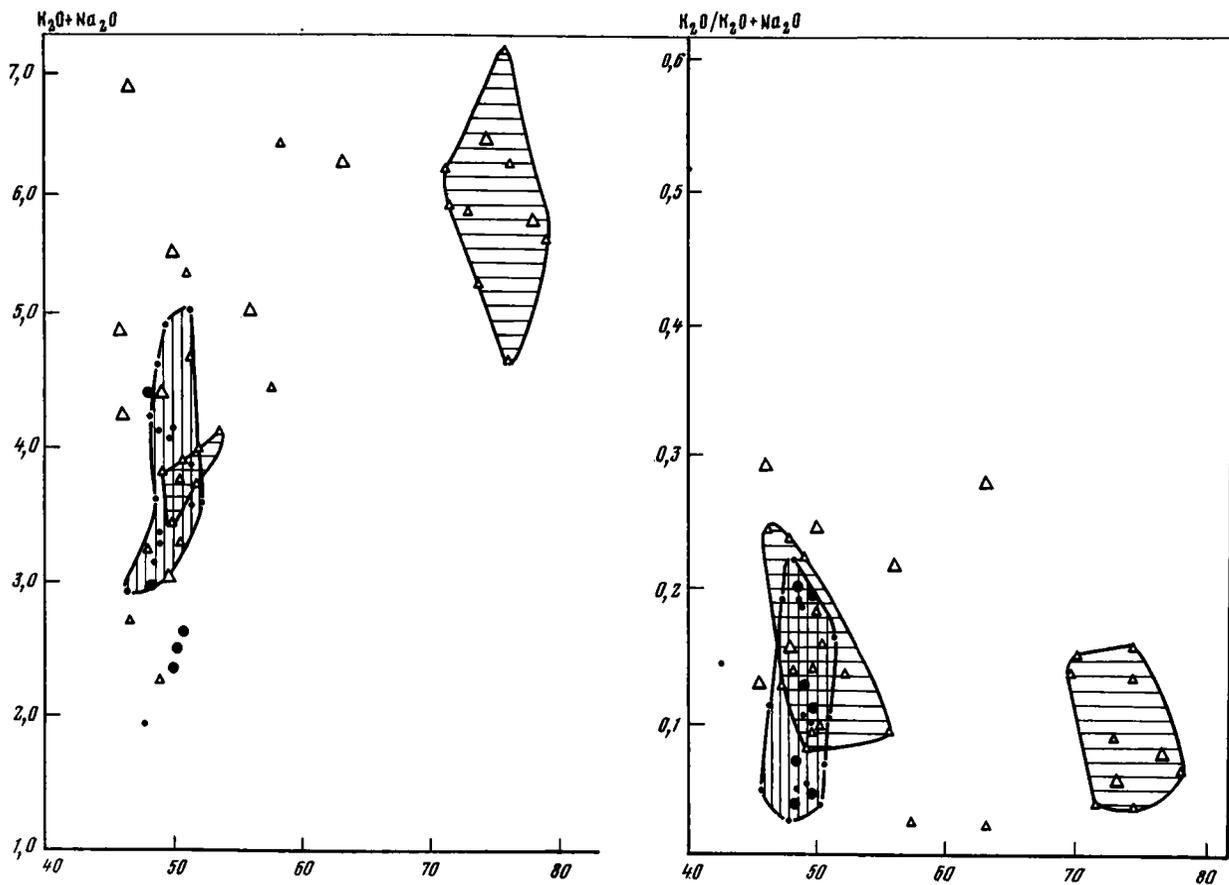
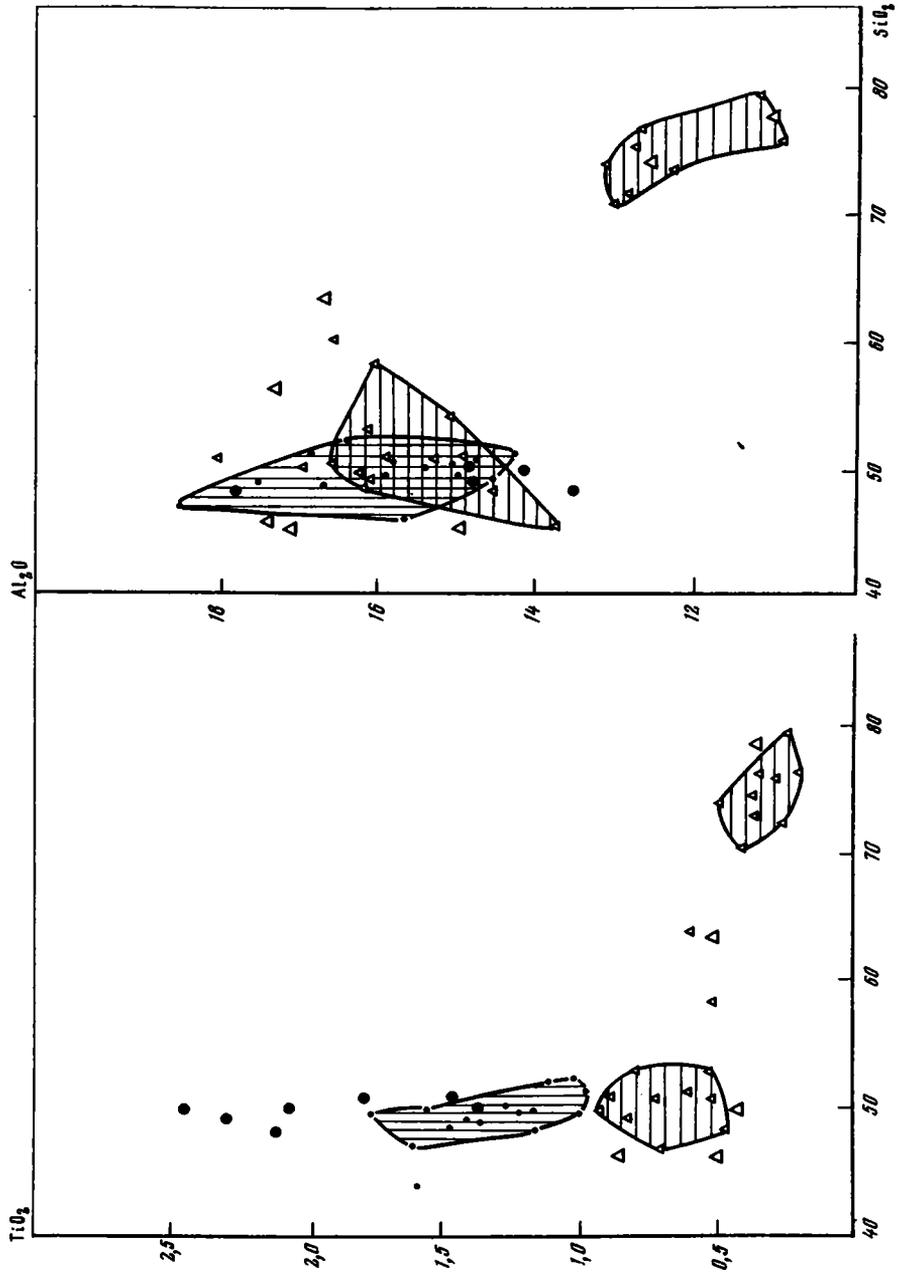
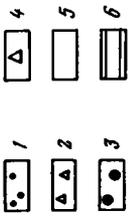


Рис. 29. Двухкомпонентная диаграмма соотношений некоторых петрогенных элементов вулканитов океанической стадии Урала, океанов и островных дуг

1-4 - фигуративные точки составов вулканитов: 1 - спилит-диабазовых формаций Урала, 2 - контрастных формаций Урала, 3 - Срединно-океанических хребтов, 4 - спилит-кератофировых формаций Алеутской и Курильской дуг; 5, 6 - поля фигуративных точек составов вулканитов формаций Урала: 5 - спилит-диабазовых, 6 - контрастных



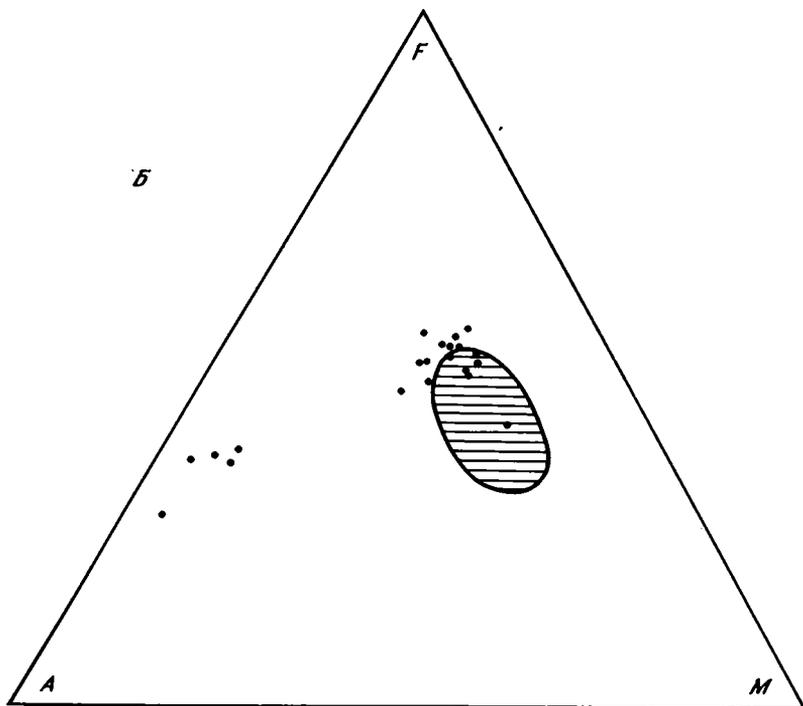
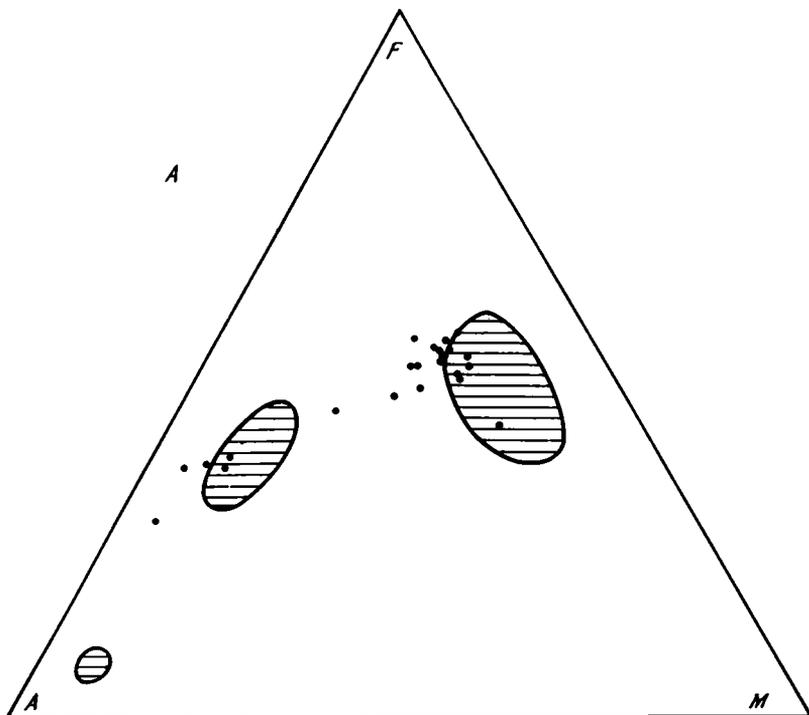
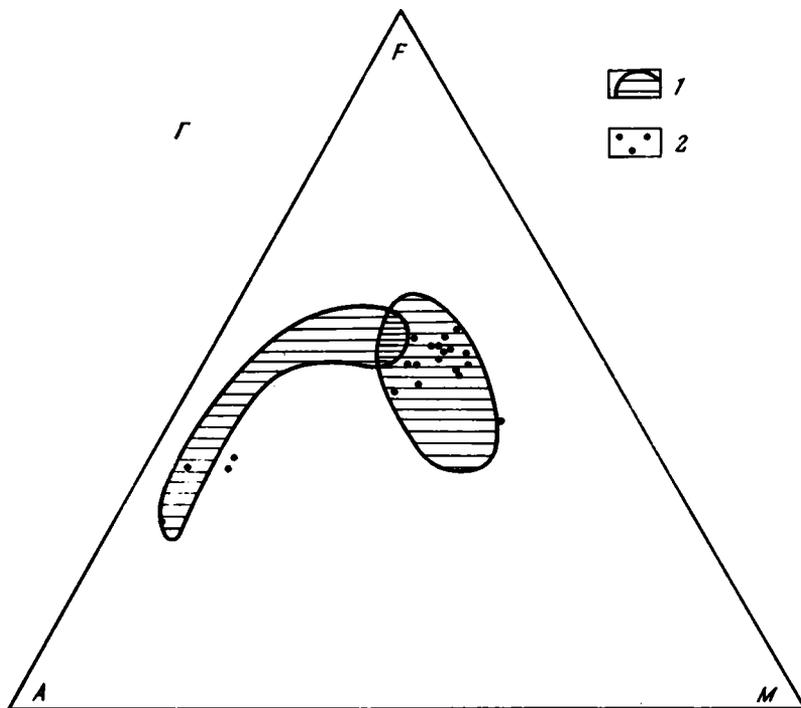
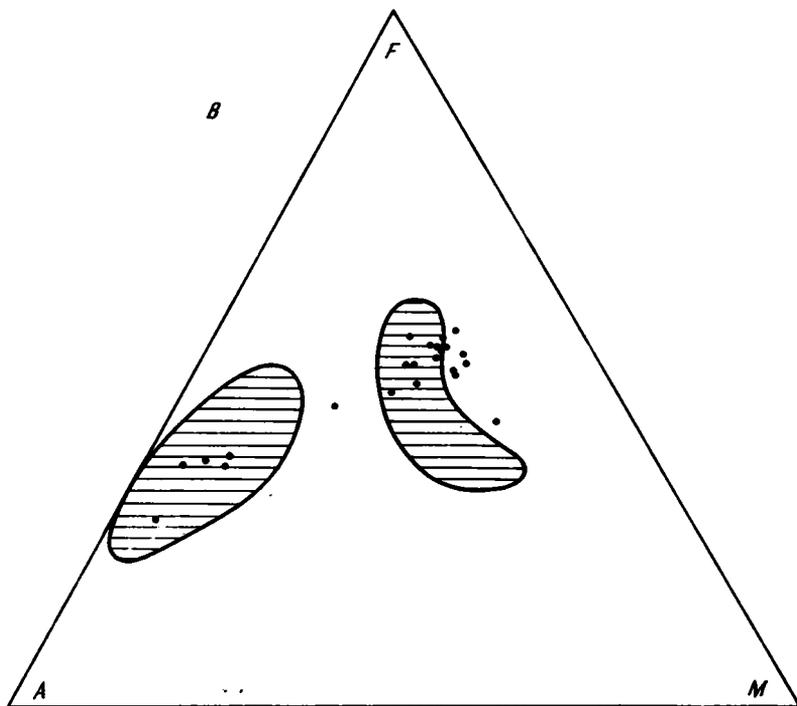


Рис. 30. Трехкомпонентная диаграмма AFM вулканических серий океанических стадий
 1 - поля фигуративных точек составов вулканитов сравниваемого региона: А - Срединно-Атлантический хребет, Б - о. Маккуори, В - Калифорния, Г - Ньюфаундленд; 2 - фигуративные точки составов вулканических серий Урала



породах очень невелико, а отношение $K_2O/(Na_2O+K_2O)$ к SiO_2 идентично. На диаграмме AFM (см. рис. 30, б) показаны соотношения составов вулканитов Урала и основных магматических пород о. Маккуори. Последние, как показывают детальные исследования [Bailey, Blake, 1974], представляют собой вулканиты и гипабиссальные породы океанического дна, выведенные на поверхность в пределах тектонического блока. Они датируются концом мела и, несомненно,

претерпели большую эволюцию, чем четвертичные лавы. Из анализа этой диаграммы видно, что относительная роль суммарной щелочи в базитах Урала и о. Маккуори одинакова, но сохраняется различие в относительном (относительно MgO) содержании FeO .

По современным представлениям большинства исследователей, изучавших эвгеосинклиналильные образования Калифорнии и Ньюфаундленда, вулканогенно-осадочные серии низов эвгеосинклиналильного разреза этих областей представляются собой образования океанических структур геологического прошлого [De-wey, Bird, 1971; Bailey, Blake, 1974] и, следовательно, аналогичны рассматриваемым формациям Урала.

Сравнение фигуративных точек составов вулканитов этих толщ с фигуративными точками составов вулканитов Урала указывает на их большое сходство (рис. 30, в, г). Вулканиты Калифорнии имеют верхнеюрский возраст, Урала — верхнеордовикско-нижнедевонский, а Ньюфаундленда — кембрийский.

Более широкий сравнительный анализ, проведенный по этому же принципу для составов вулканитов ранних стадий эвгеосинклиналильного развития [Bailey, Blake, 1974], показал, что близкими параметрами обладают также мезозойские вулканиты о. Трудос, позднемезозойские о. Яп (Филиппины) и др. Так же, как и для рассмотренных выше случаев, доказываемое, что толщи, содержащие эти вулканиты, накапливались в структурах океанического типа.

Таким образом, составы вулканитов ранних стадий эвгеосинклиналильного развития (для тех параметров, которые учитывают АФМ-диаграммы) оказываются весьма близкими на громадном диапазоне времени и по тем же параметрам несколько отличаются от толеитов Срединно-Атлантического хребта (последние, как отмечалось, характеризуются относительно пониженным содержанием суммы щелочей и FeO). В то же время в пределах современного океана позднекайнозойские толеиты Атлантического хребта отличаются от чуть более древних толеитов о. Маккуори (последние имеют относительную щелочность, уже сопоставимую с вулканитами эвгеосинклиналильных зон). Мне представляется, что эти факты вполне объяснимы, если допустить, что зеленокаменное перерождение толеитов идет с привнесением натрия (альбитизация плагиоклазов) и относительным увеличением FeO при зеленокаменном перерождении океанических толеитов. При этом следует допустить, что такие процессы проходят еще в океаническую стадию развития эвгеосинклиналией и начинаются вскоре после излияния толеитов.

Метасоматическая спилитизация рассматриваемых формаций доказывалась многими исследователями, начиная с Д.С. Коржинского [1955]. Для Урала подчеркивается также, что спилитизация и зеленокаменное перерождение начались вскоре после излияния лав [С.Н. Иванов, 1963; Иванов, Нечеухин, 1964]. Видимо, эти процессы родственны так называемому метаморфизму захоронения [Coombs, 1961], описанному для основных пород современных океанов.

Детальное изучение составов отдельных подушек или потоков спилитов [Румянцева, 1968; Беянина, 1975а] показало, что спилитизация не может объясняться взаимодействием с морской водой. Представления же о существовании самостоятельной "спилитовой" магмы [Румянцева, 1968] трудно объяснить с геологических позиций. Альбитизация даже в пределах одной толщи распространена очень неравномерно; наряду с полностью альбитизированными породами, отвечающими по составу спилиту, можно видеть разности, в которых альбитом сложены только крупные вкрапленники и которые по содержанию Na_2O не отличаются от океанического толеита. Это же явление можно наблюдать и в более широком масштабе. Породы диабазовой формации в Тагильской зоне по щелочности мало отличаются от толеитов срединно-океанических хребтов; в Западной же зоне, наряду с диабазами толеитового состава, широко распространены спилиты с повышенным по сравнению с толеитами содержанием Na_2O [Захаров, 1971].

Как видно из диаграмм Харкера, площади фигуративных точек составов на диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$ (см. рис. 29, г) для вулканитов Урала и вулканитов

срединных хребтов, хотя частично и перекрываются, но и отличаются в сторону более высокого содержания TiO_2 в океанических толеитах. Содержание глинозема, напротив, в вулканитах Урала несколько повышено по сравнению с океаническими толеитами (см. рис. 29, в), хотя поля фигуративных точек и на этой диаграмме частично перекрываются.

Таким образом, вулканиты низов эвгеосинклинального формационного ряда Урала и вулканиты срединных хребтов при очень большом их петрохимическом сходстве имеют и вполне ощутимые отличия. Выше была сделана попытка объяснить различия в содержании щелочей. Различия же в содержаниях других элементов этой гипотезой не объясняются.

Приведенное выше общее петрохимическое сравнение вулканитов базируется на распространенной сейчас гипотезе о геотектонической аналогии срединно-океанических хребтов и ранних стадий развития эвгеосинклиналей [Dewey, 1969; Dickinson, 1971].

Альтернативная гипотеза была высказана недавно А.В. Пейве [1975]. Прямым следствием из этой гипотезы должно быть вещественное отличие кайнозойских вулканитов срединных хребтов и вулканитов ранних стадий развития эвгеосинклиналей. Однако природа таких различий остается неясной и в рамках этой гипотезы.

Осадочные породы рассматриваемых формаций: фтаниты, кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы. Обычно они имеют темную окраску за счет тонко-распыленного органического вещества [Хворова, 1968]. Яшмы, хотя изредка и встречаются (Карамалыташская структура), но в целом не характерны. Сланцы и фтаниты слагают маломощные (несколько метров – первые десятки метров), протяженные пласты. Они содержат остатки планктонной фауны (граптолиты, радиолярии), и многие исследователи считают их глубоководными. Значительно реже встречаются конгломераты, гравелиты и песчаники, слагающие быстро выклинивающиеся линзы. Обломочный материал представлен исключительно обломками вмещающих пород, а также породами гипербазито-габбрового комплекса. В редких случаях среди вулканитов отмечены линзы известняков.

Все исследователи связывают формирование пород рассматриваемых формаций с условиями интенсивного растяжения земной коры. Это подтверждает трещинный характер излияний, широкое распространение комплексов параллельных даек, афировые структуры вулканитов и отсутствие в них признаков дифференциации. Интенсивное растяжение сопровождалось локальным появлением расчлененного подводного тектонического рельефа, с чем связано формирование линз грубообломочных пород.

Породы диабазовой и кремнисто-спилит-диабазовой формаций Урала в большинстве случаев имеют тектонические контакты с образованиями, залегающими структурно ниже. Поэтому выяснение характера основания, на котором формировались эти толщи, требует привлечения косвенных данных. Выше, при описании гипербазитов и габброидов Войкарского, Хабаровинского и Кемпирсайского массивов было отмечено, что габброиды вверх по разрезу сменяются диабазами, относящимися, по-видимому, к рассматриваемым формациям. Сам контакт завуалирован метаморфическими преобразованиями амфиболитовой фации метаморфизма.

Очень важно, что эти преобразования захватывают как габброиды, так и диабазы. Отсюда правомерно сделать вывод о том, что во время амфиболитового метаморфизма диабазы залежали на габброидах меланократового основания.

Диабазы и спилиты Западной зоны почти на всем протяжении западного крыла Магнитогорского синклинария подстилаются мощной пластиной серпентинитового меланжа. Последний представляет тектонизированные и перемешанные образования гипербазито-габбрового комплекса (меланократового основания) с отдельными тектоническими глыбами спилитов и диабазов. Породы меланжа можно рассматривать здесь как остатки тектонизированного основания спилитов и диабазов.

Обломочные породы рассматриваемых формаций содержат только обломки гипербазитов и габброидов пород меланократового основания и не содержат каких-либо других пород, сопоставимых с гранито-метаморфическими комплексами.

Вулканиды характеризуются выдержанностью петрографического и петрохимического состава, малой дисперсией петрогенных элементов, отсутствием признаков контаминации сиалического материала, большим сходством с толетами срединно-океанических хребтов.

Все сказанное позволяет предполагать, что породы диабазовой и кремнисто-спилит-диабазовой формаций накапливались на гипербазито-габбровом основании и вместе с ним представляли океаническую кору соответствующего геологического времени. По аналогии с современными океаническими структурами рассмотренные формации можно сопоставить со слоем дна океанической коры. Такое сопоставление, разумеется, требует дополнительного обоснования. Пока что имеются только единичные скважины, вскрывшие на достаточную глубину второй слой океана. Судя по данным, полученным в 37 рейсе НИС "Гломар Челленджер" в 1977 г. [Initial Report, 1977], он представлен в основном базальтами, сходными с толетами океанических хребтов, переслаивающимися с тонкими океаническими осадками. Однако для обоснованного сопоставления необходимы детальные петрологические и геохимические исследования пород второго слоя в современных океанах.

Для верхней части комплекса океанической стадии характерны две формации: контрастная натриевая и кремнисто-сланцевая.

Контрастная формация сложена вулканидами основного и кислого состава. Осадочные породы (яшмы, кремнистые и глинистые сланцы, реже линзы известняков) резко подчинены вулканогенным, составляя не более 10% общего объема пород.

Основные вулканиды (диабазы и спилиты) представлены в основном лавами. Наряду с афировыми породами довольно широко распространены порфиоровые разности, причем выделяются порфиоровые вкрапленники нескольких генераций.

Основная масса кислых вулканидов принадлежит пирокластическим разностям дацит-натро-липаритового состава (туфобрекчии, туфы разной размерности). Меньшее значение имеют лавы того же состава. Соотношение основных и кислых вулканидов колеблется от 10:1 до 2:1. В большинстве случаев основные породы резко преобладают. Очень характерно для этой формации широкое распространение гипабиссальных тел кислого (натро-липаритового) состава.

По характеру вулканических проявлений выделяются излияния трещинного типа, типа небольших щитовых вулканов и довольно крупных вулканических построек центрального типа. В участках распространения крупных вулканических центров мощность пород формации может превышать 1000 м. Здесь широко распространена грубая пирокластика, гипабиссальные и экструзивные тела, породы обычно сильно гидротермально изменены. Именно к таким участкам чаще всего приурочены медноколчеданные рудопроявления. Палеогеографические зоны распространения вулканов центрального типа представляли относительные поднятия, местами поднимавшиеся над уровнем моря.

С удалением от вулканических поднятий мощность пород формаций уменьшается до первых сотен метров, туфогенный материал становится более тонким, появляется много линз кремнистых пород и яшм, и в предельных случаях почти вся формация представлена яшмами и тонкими туфами кислого состава.

Вулканические поднятия и межвулканические депрессии не образуют сколько-нибудь закономерных линейных систем, а сменяют друг друга по простиранию.

Породы контрастной формации залегают согласно и с постепенными переходами на вулканидах диабазовой и кремнисто-спилит-диабазовой формаций и часто замещаются ими по простиранию. Наиболее отчетливо контрастная фор-

магия выделяется в Тагильской и Осовой формационных зонах, но и в них она по простираению часто замещается соответственно диабазовой или кремнисто-спилит-диабазовой формацией.

Петрохимические особенности вулканитов контрастной формации отображены на рис. 29. По кремнекислотности фигуративные точки содержаний образуют два разобщенных поля в основной (SiO_2 от 48 до 51%) и кислой (SiO_2 от 70 до 78%) части диаграмм. Дисперсия содержания SiO_2 в поле основных пород больше, чем это характерно для пород диабазовой и кремнисто-спилит-диабазовой формаций.

Дисперсия $\text{Al}_2\text{O}_3, \text{TiO}_2, \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ очень незначительна, часто даже меньше, чем в базитах описанных выше формаций. Наблюдается закономерное уменьшение содержаний Al_2O_3 и TiO_2 и увеличение содержания суммы щелочей с увеличением кремнекислотности. Возможно, это следует считать аргументом в пользу предельной дифференциации (ликвации?) единой магмы, а не привлекать для объяснения гипотезу контаминации сиалического основания, как это делает Т.Н. Фролова [1970]. В случае контаминации следовало бы ожидать очень большую и незакономерную дисперсию содержаний сиалических петрогенных элементов и увеличения относительных содержаний K_2O в вулканитах. Хорошо известно, что контрастные формации орогенных вулканоплутонических комплексов, для которых предполагаются вторичные палингенные магматические очаги, возникающие в гранитно-метаморфическом слое, отличаются высокой относительной калиевостью кислых членов формации [Павленко, 1973; Моссаковский, 1975] и значительно большей дисперсией содержаний всех петрогенных элементов.

Исходная магма контрастной формации, видимо, близка океаническим толеитам. На это указывает совпадение полей фигуративных точек составов базитов

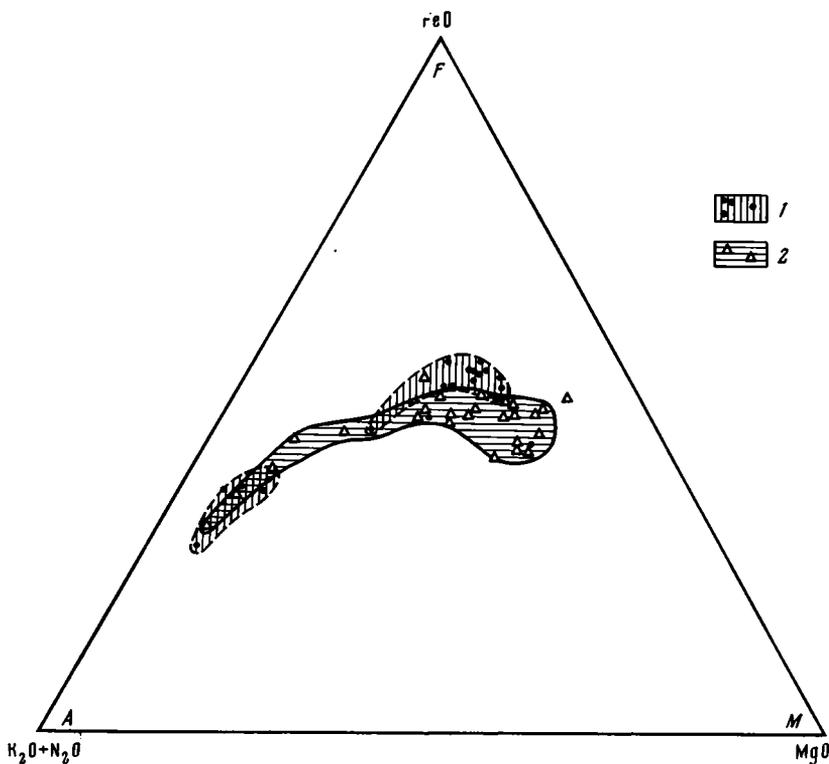


Рис. 31. Трехкомпонентная диаграмма АFM вулканических серий океанической и переходной стадий Урала

1 — поля и фигуративные точки составов вулканитов океанической стадии Урала; 2 — то же, для переходной стадии

тех и других (см. рис. 29), а также анализ треугольников AFM. На последних видно, что фигуративные точки составов пород обеих формаций укладываются в единую кривую толеитовой дифференциации (рис. 31), вполне сопоставимую с соответствующими кривыми, установленными для толеитовых серий Калифорнии и Ньюфаундленда [Bailey, Blake, 1974].

Однако, наряду со сходством, диаграммы иллюстрируют и некоторые различия вулканитов контрастной и спилит-диабазовой формаций. Содержание TiO_2 в основных разностях пород контрастной формации ниже, причем поля фигуративных точек содержаний на диаграмме TiO_2/SiO_2 (см. рис. 29, г) разобьены, так что это отличие носит не только статистический, но и качественный характер. Более низкие содержания TiO_2 в основных породах контрастных серий по сравнению с вулканитами спилит-диабазового ряда, видимо, не случайны, они характерны не только для Урала, но и для нижнекембрийских отложений Алтае-Саянской области [Херасков, 1975б].

Аналогами пород контрастной формации могут быть верхнемеловые и нижнепалеогеновые толщи Алеутской островной дуги [Gates et al., 1971] и, возможно, верхнемеловые отложения Малой Курильской дуги. Развиты здесь вулканиты в общем близки вулканитам контрастной серии (базальты, спилиты, кератофиры и их туфы). Они слагают складчатое основание островной дуги; вышележащие вулканогенные и осадочные породы перекрывают их с размывом и угловым несогласием.

Петрохимически вулканиты сходны (но не тождественны) с вулканитами контрастной формации Урала. Полное сходство наблюдается в содержании TiO_2 (см. рис. 29, г), тогда как по другим параметрам намечаются и некоторые отличия. Так, отношение K_2O к K_2O+Na_2O при сравнимой кремнекислотности в вулканитах дуг выше, а Al_2O_3 — ниже, чем в вулканитах Урала (см. рис. 29, б, в). Эти отличия можно объяснить процессом альбитизации (с привнесением натрия) пород Урала. Если этот процесс аллохимичен, то, действительно, следует ожидать понижения K/Na отношения и уменьшения содержания глинозема. Многие исследователи (в частности, в последнее время Ю.С. Каретин [1973]) полагают, что породы контрастной формации Тагильской зоны первично имели более высокое K/Na отношение, сдвинутое в процессе альбитизации.

Если по составу вулканитов можно предположить первичное сходство контрастных ассоциаций Урала и островных дуг, то осадочные породы, связанные с вулканитами островных дуг, существенно различны. Как в Алеутской, так и в Курильской дуге они представлены граувакковыми песчаниками (иногда до гравелитов и конгломератов) и алевролитами, нередко с градационной слоистостью, что не характерно для осадочных пород контрастной формации Урала.

Возможно, современный аналог контрастной формации может быть найден в пределах Срединно-Атлантического хребта. Во всяком случае в хребте и в северо-западной части о. Исландии известны кислые магматические породы, которые могли бы быть сопоставлены с кислыми членами контрастной формации. Именно такое сравнение проведено в последней статье Э. Бейли и К. Блейка [Bailey, Blake, 1974]. На диаграмме AFM (см. рис. 30, а) видно, что поле фигуративных точек составов кислых пород Срединного хребта несколько отличается от фигуративных точек составов кислых пород контрастной серии Урала. Для последних характерна большая относительная щелочность. Это отличие может быть объяснено последующим метасоматозом, так же как объяснялось различие в относительной щелочности между океаническими толеитами и спилитами.

Совершенно очевидно, что окончательное решение этого вопроса потребует специальных детальных исследований. Следует только предостеречь от упрощенного подхода к этой проблеме.

Кремнисто-сланцевая формация представлена гемными глинистыми, кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами. Обломочные породы (песчаники, гравелиты и конгломераты) слагают линзы в низах разреза. Обломочный материал представлен породами кремнисто-спилит-диабазовой формации, гиперба-

зитами и габброидами. Для формации характерен выдержанный по простиранию разрез и выдержанная мощность пород (несколько сотен метров). Судя по набору пород, составу фаунистических остатков (гранголиты, радиолярии) скорее всего осадки формировались на достаточной глубине.

Породы кремнисто-сланцевой формации согласно, с постепенными переходами перекрывают подстилающие толщи. Вероятнее всего, они залегают выше отложений контрастной формации, частично фациально замещая их по простиранию.

Кремнисто-сланцевая формация распространена не повсеместно. Практически она была выделена только в Западной зоне. В Тагильской зоне она наверняка отсутствует. Возможно, эта формация будет впоследствии выявлена в Осевой зоне, где описываются довольно крупные участки, сложенные в основном глинисто-кремнистыми сланцами.

Ближе всего породам кремнисто-сланцевой формации в современных океанических структурах отвечает слой (один) неконсолидированных осадков. Однако доказать полную их идентичность по имеющимся данным не представляется возможным.

Динамическая обстановка в период формирования контрастной и кремнисто-сланцевой формаций отличалась от обстановки раннего этапа океанической стадии. Активное растяжение, характерное для этапа формирования спилит-диабазовой формации, видимо, сменяется более спокойными условиями, что и обусловило существование промежуточных магматических очагов. На это указывает появление порфировых выделений нескольких генераций в лавах, вулканизм центрального типа и другие признаки, характерные для вулканических контрастной формации. Предельная дифференциация магмы вряд ли могла осуществляться в условиях активного растяжения. Кремнисто-сланцевая формация фиксирует постепенную нивелировку подводного вулканического рельефа.

Комплекс формаций переходной стадии

формациям раннего этапа переходной стадии отвечает андезито-базальтовая, андезито-дацитовая и олистостромовая, фациально замещающие друг друга.

Андезито-базальтовая формация широко распространена во всех формационных зонах. Она сложена вулканическими андезитом-базальтового и базальтового состава, причем преобладают пирокластические разности. Размерность пирокластитов варьирует в широких пределах. Эффузивы представлены порфировыми разностями (плагноклазовые и пироксен-плагноклазовые порфириты). Выделяются порфировые вкрапленники нескольких генераций. Осадочные породы резко подчинены вулканогенным. Это полимиктовые песчаники, связанные с размывом вулканических пород, алеволиты и глинистые сланцы (иногда кремнисто-глинистые), туфогенно-обломочные породы и линзы рифогенных известняков.

Распределение разностей пород в теле формации определяется существованием цепочек и участков развития мелких вулканических центров, разделенных по простиранию и вкрест простирания межвулканическими зонами. В первых разрезах сложены преимущественно массивными туфами и лавами андезитом-базальтового состава; в межвулканических зонах развиты туфы, туфогенно-обломочные и терригенные породы, для которых характерны слоистые разности, иногда с градиционной слоистостью. Терригенно-туфогенные отложения таких зон часто имеют все признаки гурбидитов [Хворова, Елисеева, 1963].

Андезито-дацитовая (дифференцированная) формация в основном сложена лавами и пирокластами андезитом-базальтового, андезитового и андезитом-дацитового (до натриевых липаритов) состава. Преобладают андезиты и андезитом-дациты. Основные разности резко подчинены; кислые породы преимущественно слагают субвулканические тела, в меньшей степени они представлены туфами. Для лав характерна порфировая структура с вкрапленниками нескольких генераций. В рассматриваемой формации выделяется две подформации. Первая сложена лавами и пирокластами (туфобрекчии и туфы), образующими крупные стратовулканы или группы более мелких вулканов центрального типа. Вторая под-

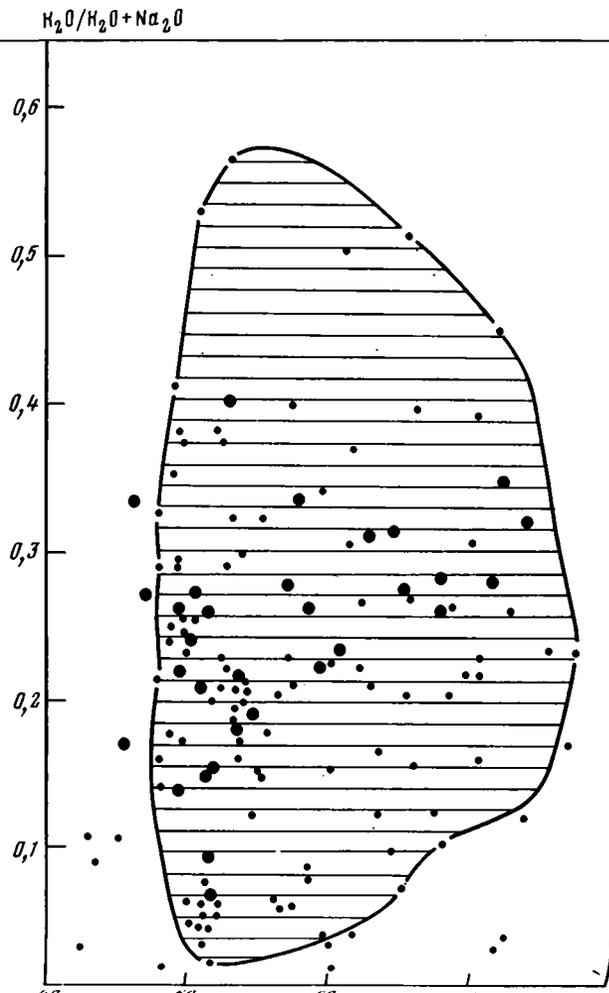
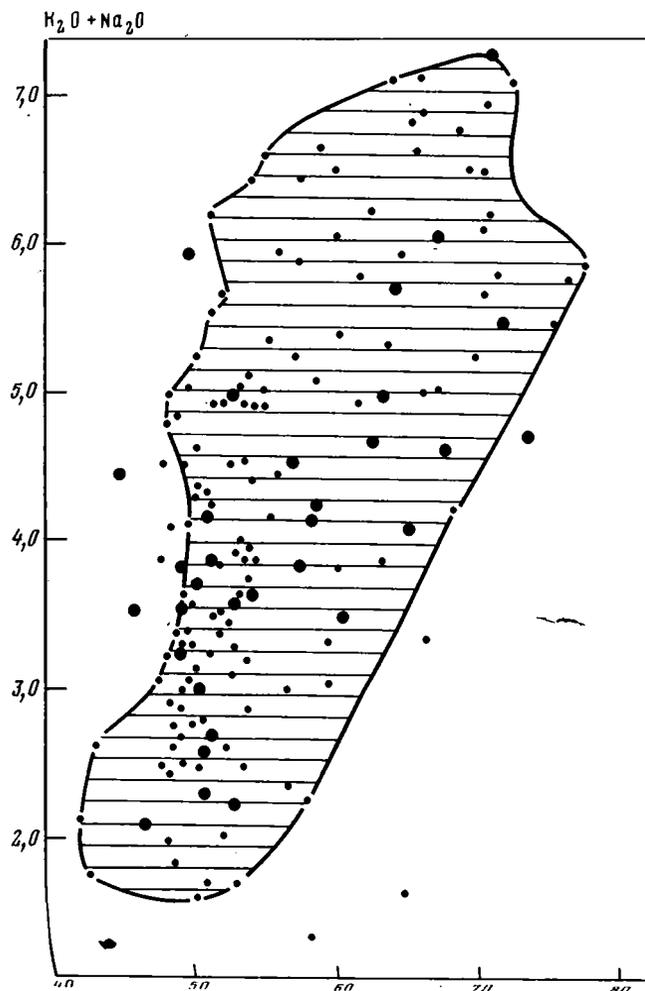
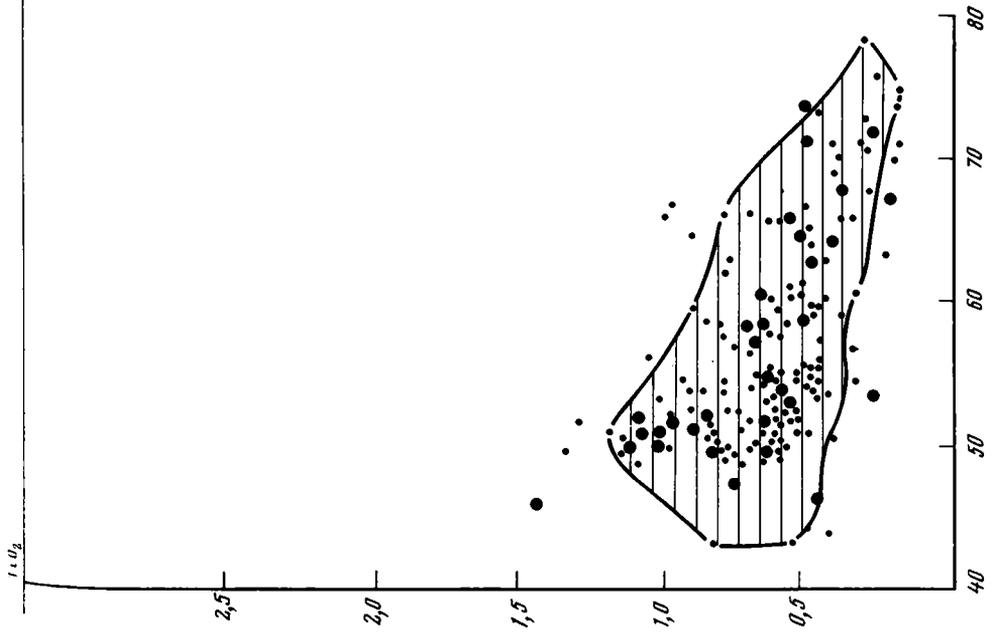
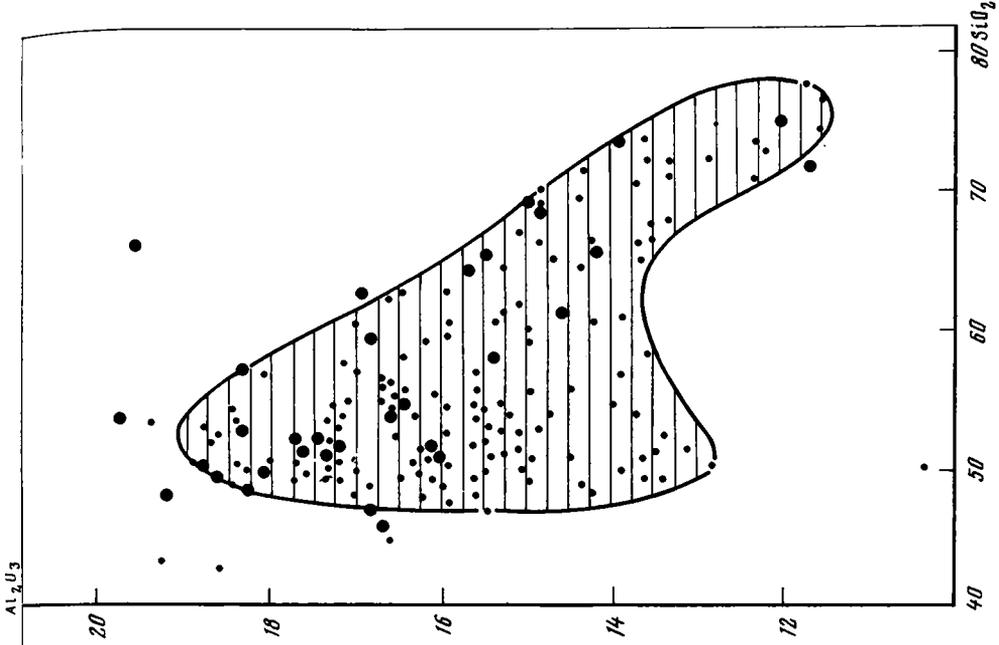
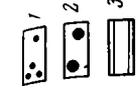


Рис. 32. Двухкомпонентная диаграмма соотношений некоторых петрогенных элементов вулканитов раннего этапа переходной стадии Урала и современных вулканитов островных дуг западной окраины Тихого океана

1, 2 - фигуративные точки составов вулканитов: 1 - Урала, 2 - островных дуг; 3 - поля фигуративных точек составов вулканитов Урала



формация представлена ритмично-слоистыми туфами андезитового и андезитодацитового состава, выполняющими межвулканические пространства.

Олистостромовая формация развита только в Западной зоне, в ее самой западной части (в пределах Сакмарского аллохтона). Помимо обломочных пород в ней также присутствуют вулканиды среднего состава.

Андезито-базальтовая и андезито-дацитовая формации замешают друг друга как вкрест, так и по простиранию каждой из выделенных формационных зон. Следует подчеркнуть, что в расположении вулканических поднятий не устанавливается чередование островных дуг и разделяющих прогибов. Эти поднятия образуют отдельные "узлы" и мелкие цепочки, для которых в конкретных зонах не удается заметить какой-либо пространственной закономерности.

Петрохимические особенности вулканидов рассмотренных формаций широко освещались в литературе. По кремнекислотности вулканиды образуют непрерывный ряд от базальтов (SiO_2 48%) до липаритов (SiO_2 78%). Андезито-базальтовая формация отвечает сравнительно слабо дифференцированной серии (SiO_2 от 48 до 58%), а андезито-дацитовая образует полный ряд дифференциации.

Как и в контрастной формации, наблюдается быстрое и закономерное изменение содержаний Al_2O_3 , суммы щелочей и TiO_2 в соответствии с содержанием SiO_2 (рис. 32а,б). Все это, а также множество других петрографических и геохимических данных заставляет считать вулканиды рассматриваемых формаций результатом дифференциации единой магмы [Фролова, 1970] известково-щелочного типа. Суммарная щелочность вулканидов (особенно в основных разностях) несколько ниже, чем в вулканидах океанической стадии. Возможно, это связано с тем, что рассматриваемые породы не испытали "метаморфизма захоронения" с его натриевым метасоматозом.

Большинство исследователей предполагают разные родоначальные магмы для вулканидов океанической стадии и рассматриваемых формаций [Д.С. Штейнберг, 1969; Фролова, 1970; Белянина, 1975а]. Различие в кривых дифференциации тех и других хорошо видно на диаграмме АФМ (см. рис. 31). От диабазов и спилитов океанической стадии базальтовые разности рассматриваемых вулканидов отличаются также по абсолютному содержанию TiO_2 (в последних они ниже) и по большой дисперсии в содержании глинозема.

Формации раннего этапа переходной стадии вполне оправданно сопоставляются с осадочно-вулканическими комплексами современных островных дуг [Фролова, 1970; Червяковский, 1972; Иванов и др., 1975].

Вулканиды андезито-базальтовой и андезито-дацитовых формаций сходны с современными вулканидами островных дуг и по петрохимическим характеристикам. На диаграммах (рис. 32,а,б) показаны поля фигуративных точек составов уральских пород и фигуративные точки кайнозойских вулканидов Курильской дуги и дуги Тонга-Кермадек. Петрохимическая близость тех и других по основным параметрам не вызывает сомнений. Необычайно близки также кривые дифференциации на диаграммах АФМ (рис. 33). Исключение представляет график $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ и SiO_2 (см. рис. 32, в), на котором поле фигуративных точек вулканидов Урала характеризуется очень широкой и незакономерной дисперсией в отличие от четкого локализованного поля, характерного для современных вулканидов. Вероятно, это обстоятельство следует связывать с интенсивным и неоднородным на площади метаморфизмом уральских пород. При этом соотношение полей фигуративных точек составов уральских вулканидов с фигуративными точками составов современных вулканидов островной дуги скорее говорит об общем изохимическом характере метаморфизма с перераспределением K_2O и Na_2O внутри вулканических серий.

Изучение минимально измененных гипабиссальных разностей и лав приводит некоторых исследователей к выводу о том, что магматические породы рассматриваемого комплекса отличались от вулканидов океанической стадии Урала несколько повышенным содержанием калия в щелочном балансе, что приближает их к породам калий-натриевой щелочной специализации [А.Д. Штейн-

арг, 1974; Каретин, 1975]. Это еще больше сближает рассматриваемые вулканиты с калий-натриевыми породами современных островных дуг.

Геодинамическая обстановка раннего этапа переходной стадии определяется ачающимися интенсивными горизонтальными сжатиями. Горизонтальное сжатие привело к формированию конседиментационных складок и появлению локальных, достаточно отчетливых угловых несогласий. Выше были отмечены также конседиментационные структуры в пределах Тагильской и Осевой формационных зон.

Для Осевой зоны особенно отчетливо доказывается конседиментационная природа складок продольного изгиба, которые явно связаны с тангенциальным сжатием [Херасков, 1967] и не могут быть объяснены вулcano-тектоническими формами рельефа. На формирование складок, связанных с тангенциальным сжатием на рассматриваемом этапе, указывает также и К.П. Плюснин [1975]. Разумеется, конседиментационные складки не исключали вулcano-тектонических деформаций, подробно рассмотренных в ряде детальных исследований [Иванов и др., 1962; Червяковский, 1972; Каретин, 1973; Плюснин, 1975].

Угловые несогласия как базальные, так и внутрiformационные, указывают на формирование складок, — также характерный признак рассматриваемых образований. Следует подчеркнуть, что эти несогласия обычно не имеют регионального распространения в пределах формационной зоны и быстро исчезают по простираю.

Можно предположить, что и это время начинается формированием тектонических покровов. Прямые данные (олистостром, существование тектонических пластин, "запечатанных" более молодыми отложениями) были приведены при рассмотрении Западной зоны (Сакмарский аллохтон) [Руженцев, 1974]. Выше были описаны крупные лежащие складки в породах меланократового основа-

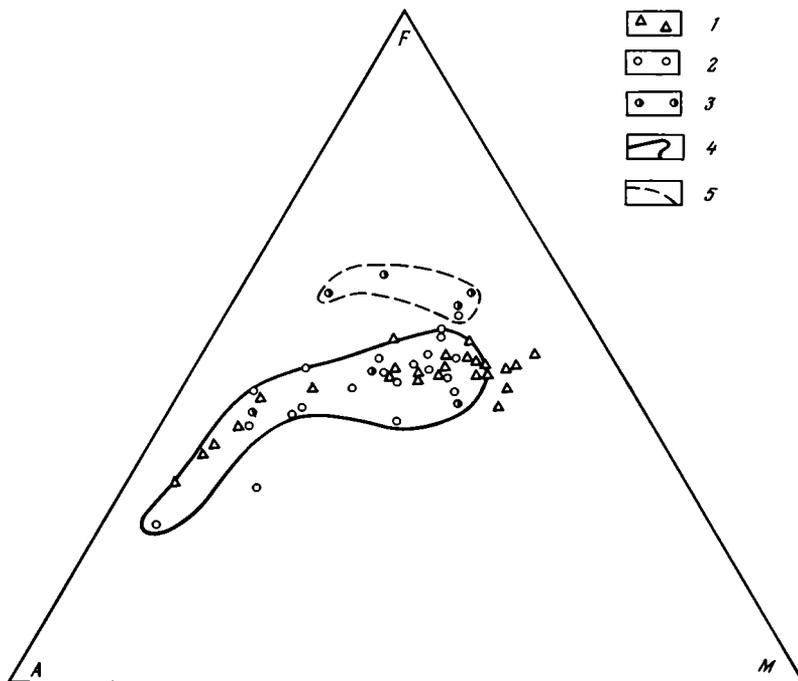


Рис. 33. Трехкомпонентная диаграмма АFM вулканических серий переходной стадии Урала и вулканитов современных островных дуг

1-3 - фигуративные точки составов вулканитов: 1 - переходной стадии Урала, 2 - Курильской дуги, 3 - дуги Тонго; 4,5 - поля фигуративных точек составов вулканитов: 4 - Курильской дуги, 5 - дуги Тонго

ния. Эти складки ("гусеницы") формировались в течение рассматриваемого этапа и, как отмечалось, они могут представлять собой глубинное выражение процессов шарьяжеобразования.

Строение и тип земной коры раннего этапа переходной стадии могут быть реставрированы двумя путями. Большое формационное и петрохимическое сходство с вулканитами островных дуг предполагает и сходство строения коры. Как известно, для молодых островных дуг характерны так называемая геофизическая кора "переходного типа" (утолщенный "базальный слой" и прерывистое-линзовидное распространение "гранитного" слоя). Второй путь — оценка строения коры по геологическим данным. В период накопления рассматриваемых формаций, по-видимому, не существовал гранитно-метаморфический (сиалический) фундамент под ними. Это подтверждается отсутствием признаков контаминации сиалических пород, что можно было бы ожидать при наличии такого фундамента. На это же указывает и состав обломочного материала (нет признаков размыва сиалических масс).

В породах меланократового основания с рассматриваемым этапом связано формирование гигантских лежачих складок, в которых многократно чередуются породы "палеомантии" и "палеобазальтового слоя". Естественно, что геофизически эти структуры отражались бы как резкое утолщение геофизического "базального слоя", в котором должны были появиться дополнительные субгоризонтальные отражающие поверхности. Интересно, что в современных островных дугах действительно нередко "базальтовый" слой рассматривается как сложное многослойное образование [Федотов, 1969].

С ранним этапом переходной стадии связано формирование автохтонных линз пород тоналит-плагиогранитной формации (Полярный Урал, Западно-Мугоджарский синклиниорий), которые вполне могут отвечать линзам "гранитного" слоя современных островных дуг, кислые интрузии которых также имеют плагиогранитный состав.

Таким образом, вероятнее всего для раннего этапа переходной стадии был свойствен "переходный" тип коры, близкий по типу коре современных островных дуг.

Комплексу формаций позднего этапа переходной стадии отвечают три главных формационных типа: трахиандезит-трахибазальтовый, базальтовых порфиритов и карбонатно-терригенный. При описании формационных зон некоторые из этих типов разделены на конкретные формации, близкие по своим парагенетическим характеристикам.

Трахиандезит-трахибазальтовый тип формаций был впервые выделен Д.С. Штейнбергом [1964] под названием грахит-базальтовой формации. Она характеризуется сочетанием лав и туфов, трахибазальтов, трахиандезитов, грахитов. Субщелочные кислые породы подчинены. Субщелочные вулканиты тесно ассоциируют с породами нормальной щелочности (базальты — андезиты-базальты). Для лав в основном характерны порфиновые разности, хотя известны достаточно мощные пачки афировых разностей. Туфы — по размерности от тонких до крупноглыбовых. Соотношение лав и туфогенных пород очень сильно варьирует от места к месту. В некоторых зонах (Сакмарский аллохтон) преобладают лавы, в Тагильской зоне — туфогенные породы, хотя и здесь есть разрезы с преобладанием лав. В отличие от вулканитов нижележащих серий рассматриваемые вулканиты не несут никаких признаков зеленокаменных изменений и в них нередко сохраняется вулканическое стекло. Вулканиты в разрезе чередуются с осадочными породами. Это туфогенно-обломочные и обломочные образования и рифогенные известняки, слагающие иногда крупные массивы. Обломочные породы по размерности колеблются от тонких (глинистые сланцы) до крупноглыбовых осадочных брекчий (олистостром?); отмечаются мощные линзы ритмичнослоистых разностей. В составе обломочного материала помимо вмещающих пород и обломков подстилающих образований почти всегда фиксируются обломки измененных габброидов и гипербазитов меланократового основания.

Вулканические и осадочные породы не только чередуются, но и латерально замещаются осадочными породами, а в последних грубо- и тонкообломоч-

ные разности и известняки быстро замещают друг друга по простиранию. В целом формация напоминает морскую молассу [Червяковский, 1972].

В Тагильской зоне выделены две конкретные формации: собственно трахибазальтовая и трахибазальт-андезитовая. Они различаются количественным соотношением пород (в последней меньше субщелочных вулканитов и грубообломочных разностей).

В Западной зоне трахибазальтовая формация главным образом состоит из эффузивов, но не исключено, что обломочные породы не отделены от нижележащей олистостромовой формации.

Базальтовая порфиритовая формация распространена только в Осевой зоне. Она по своему строению ничем не отличается от трахиандезит-трахибазальтовой, за исключением химизма вулканитов. Здесь почти не развиты субщелочные породы.

Для вулканитов рассмотренных формаций характерны грецинный тип излияний и небольшие аппараты центрального типа.

По кремнекислотности вулканиты отвечают преимущественно базальтам и андезит-базальтам, более кислые разности подчинены. В распределении щелочей (рис. 34) видна очень большая дисперсия их содержаний, практически не зависящая от кремнекислотности ($K_2O + Na_2O$ колеблется в пределах от 11 до 2%). Также не зависят от кремнекислотности содержания Al_2O_3 (от 0,9 до 2%). Отношение $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ также варьирует от 0,18 до 0,7% при постоянной кремнекислотности пород. Эти вариации нельзя объяснить наложенными метаморфическими процессами, так как вулканиты практически не изменены. В целом характерна повышенная роль K_2O в щелочном балансе.

Вероятнее всего, петрохимические особенности следует связывать с гибридным характером магм, ассимилировавших сиалический (гранитно-метаморфические комплексы) материал. Таковой вывод был сделан в результате детальных петрохимических и геохимических исследований рассматриваемой формации (чанчарская свита) Сакмарского аллохтона [Золотарев и др., 1975]. В частности, для редкоземельных элементов устанавливается как гранитный, так и толеитовый ряд распределения содержаний.

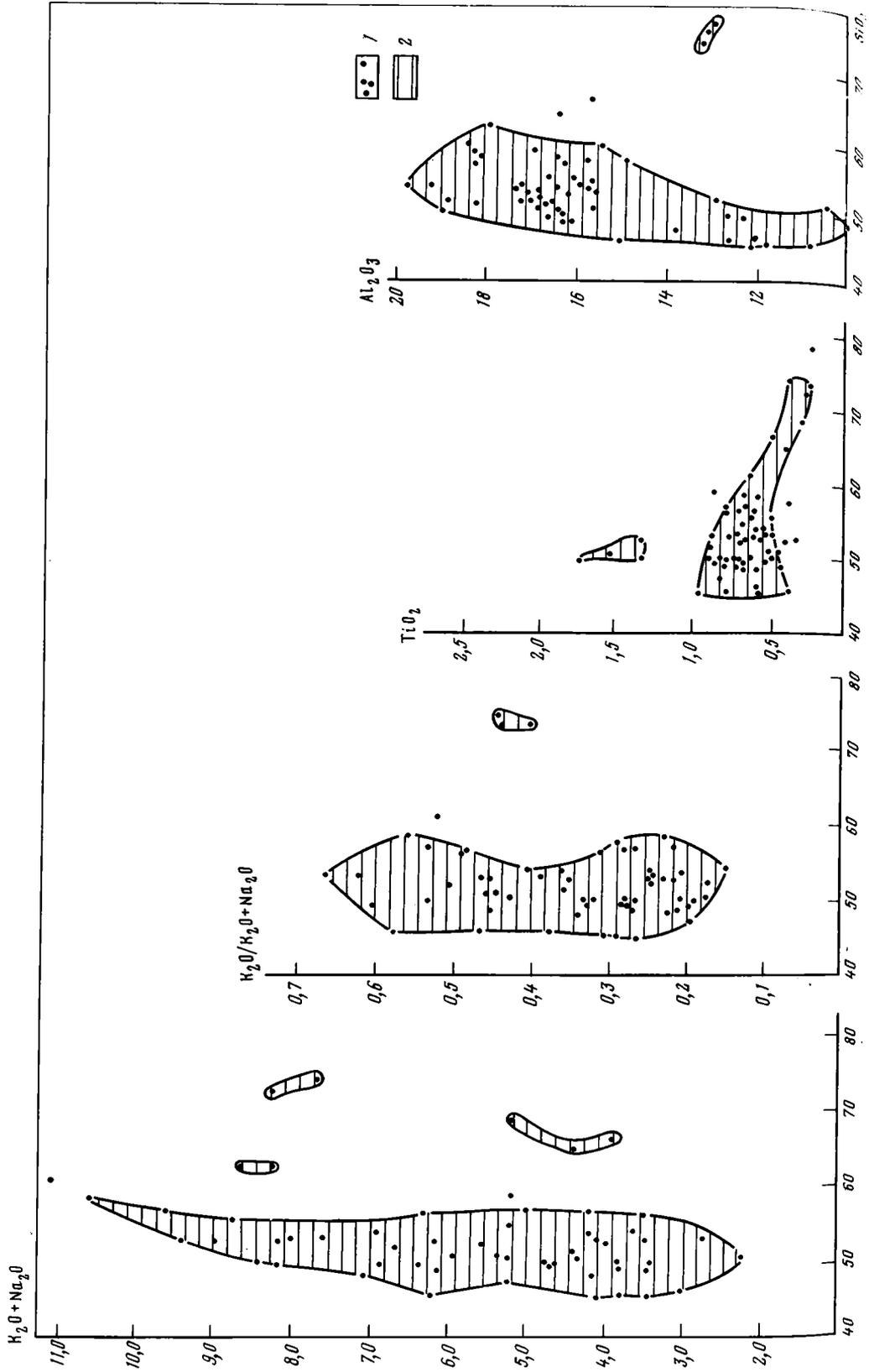
Гибридный характер магм, формировавшихся во внутрикоровых вторичных очагах, коррелируется с незакономерным чередованием субщелочных и щелочноземельных вулканитов в разрезе и по латерали, о котором говорилось выше.

Исходная магма, поступающая в коровые промежуточные очаги, скорее всего имела андезит-базальтовый состав, близкий андезит-базальтам раннего этапа переходной стадии. На такой вывод (помимо общего состава пород и присутствия среди них нормальных андезит-базальтов) наталкивает сходство распределения содержаний TiO_2 в вулканитах раннего и позднего этапов переходной стадии. Содержание титана в сиалических породах очень незначительно, так что закономерности его распределения определяются, вероятно, в основном составом первичной магмы.

Базальтовая порфиритовая формация Осевой зоны, для вулканитов которой не характерны субщелочные разности, может рассматриваться как результат кристаллизации минимально "гибридизированных" магм. Состав вулканитов этой формации близок к калий-натриевым андезит-базальтам островных дуг и к вулканитам андезит-базальтовой формации раннего этапа [Д.С. Штейнберг, 1964].

Известняково-герригенный тип формаций выделяется только в Тагильской зоне (известняковая формация $S_2Id_2 - D_1$ и бокситоносная D_1). Эти формации замещают по простиранию и вкрест простирания трахиандезит-трахибазальтовую.

Фациальная пестрота, обилие грубообломочных пород, быстрая смена разных литологических типов пород по латерали, угловые несогласия в основании и внутри толщ характеризуют достаточно интенсивные тектонические деформации на позднем этапе переходной стадии. По-видимому, с этим этапом связано движение крупных тектонических пластин, при которых вывелись на



эрозионный уровень подстилающие их серпентинитовые меланжи. На формирование тектонических покровов косвенно указывают глыбовые (олистоостромовые) горизонты.

Значительно сложнее установить строение коры на раннем этапе переходной стадии. Напомним, что для этого этапа предполагается переходной тип коры с утолщенным "базальтовым" и прерывистым "гранитным" слоями; причём последний отождествляется с метасоматическими тоналитами и плагииогранитами. Приведенные выше петрохимические данные и их анализ позволяют высказать предположение о существовании настоящего гранитно-метаморфического слоя, имеющего сиалические петрохимические характеристики (калевая щелочность, "гранитный" ряд редкоземельных элементов и т.д.) во время накопления формаций позднего этапа переходной стадии. Этот "гранитный" слой распространялся более или менее повсеместно в пределах формационных зон. Только Осевая зона на позднем этапе переходной стадии, возможно, не имела в основании гранитно-метаморфического комплекса.

Пространственно-временные соотношения формационных рядов разных зон

Типовой формационный ряд, выдерживающийся для разных формационных зон, имеет два главных рубежа, разделяющих формационные комплексы и отражающих постепенное изменение строения земной коры. Первый – граница комплексов океанической и переходной стадий. На этом рубеже происходит изменение знака тектонических напряжений (растяжение и тектонический покой сменяются сжатием) и типа тектонических движений. Предполагается, что в это же время происходит постепенное перерождение океанической коры в кору переходного типа. Второй – граница между ранним и поздним этапом переходной стадии. С точки зрения знака тектонических движений существенных изменений в это время не происходит, хотя усиливается интенсивность горизонтальных перемещений. Предполагается, что для этого этапа свойственно широкое распространение по площади гранитно-метаморфического слоя.

Разные структурно-формационные зоны проходят эти рубежи в разное время. В Тагильской зоне смена океанической стадии переходной и, соответственно, формирование коры переходного типа происходит в конце ландоверии – начале венлока (рис. 35). В конце лудловского века в этой зоне формации раннего этапа переходной стадии сменяются формациями позднего этапа.

В Западной зоне оба рассматриваемых рубежа омолаживаются. Океаническая стадия сменяется переходной в позднем силуре, а ранний этап переходной стадии – поздним ее этапом в середине эйфельского века.

Еще более молодыми оказываются рассматриваемые рубежи в Осевой формационной зоне. Завершение океанической стадии произошло здесь в конце раннего девона, а граница формационных комплексов раннего и позднего этапов переходной стадии отвечает низам верхнего девона.

В Восточной зоне граница между океанической и переходной стадиями удревняется (проходит в позднем силуре). Следует подчеркнуть, что в Восточной зоне нет аналогов формационных комплексов позднего этапа переходной стадии. Ранний этап этой стадии оказывается растянутым во времени до начала позднего девона. Вряд ли это обстоятельство связано с недостаточной изученностью зоны.

Таким образом, на Урале наблюдается симметричная зональность, при которой последовательная трансформация океанической коры в переходную начинается в краевых зонах и постепенно распространяется от них к осевой части

Рис. 34. Двухкомпонентная диаграмма главных петрогенных элементов вулканитов позднего этапа переходной стадии Урала

1 – фигуративные точки; 2 – поля фигуративных точек

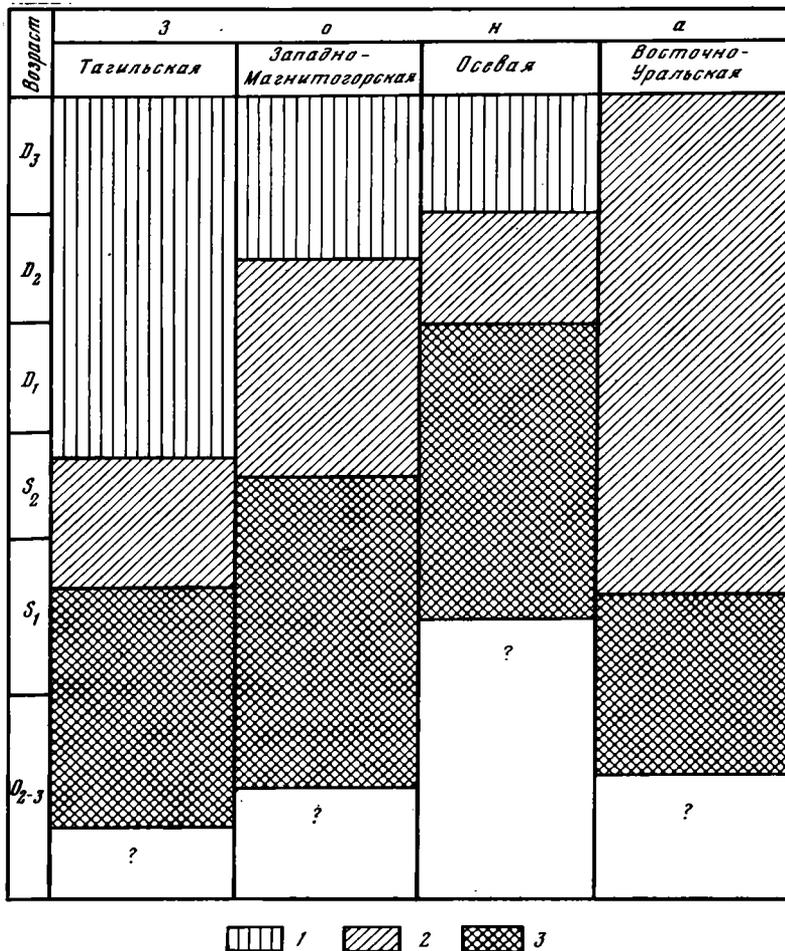


Рис. 35. Схема соотношений формационных комплексов океанической и переходной стадий
 1 - переходная стадия (поздний этап); 2 - переходная стадия (ранний этап);
 3 - океаническая стадия

внутри эвгеосинклинали. Однако, если анализировать возрастную миграцию границы между формационными комплексами раннего и позднего этапов переходной стадии, фиксируется только постепенное ее омолаживание в восточном направлении (см. рис. 35).

ФОРМАЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС ФЛИШЕВОЙ СТАДИИ (D_3-C_1)

Этот формационный комплекс, в отличие от комплексов, рассмотренных выше, не связан с конкретными формационными зонами эвгеосинклинали, а распространен в нескольких зонах и даже в смежной части миегеосинклинали. При этом имеется в виду не пространственное его положение, которое может быть связано с более поздними горизонтальными перемещениями крупных масс горных пород, а первичное формирование в разных зонах, что доказывается стратиграфическими контактами с подстилающими образованиями.

Наиболее характерная для этого комплекса формация - граувакковый флиш, выделенный впервые под названием аспидной формации [Келлер, 1949]. Термин "граувакковый флиш" для этой формации позднее ввел Г.А.Смирнов в совместной с другими авторами работе [1974]. Представляется, что последнее

название более точно характеризует особенности формации. Как стратиграфическая единица эта формация под названием зилаирской свиты была выделена Л.С.Либровичем [1932], позднее, по мере детальности стратиграфического расчленения, свита была возведена в ранг серии.

Зилаирская свита (граувакковый флиш) очень подробно описана в ряде монографических работ [Павлинов, 1937; Келлер, 1949; Пронин, 1950; Смирнов, 1956; Смирнов, Смирнова, 1967; Смирнов и др., 1974; Камалетдинов, 1974]. Учитывая это обстоятельство, остановимся лишь на самых главных особенностях состава и строения формации. Она сложена ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и глинистыми (глинисто-кремнистыми) сланцами. Наряду с ритмичными пачками встречаются мощные (до нескольких сотен метров) пачки массивных и слоистых неритмичных песчаников и пачки глинистых и глинисто-кремнистых сланцев. Грубые обломочные породы крайне редки.

Обломочный материал очень однообразен на всей площади распространения пород формации. Это – кварц, плагиоклаз, эпидот, цоизит, пироксены, амфиболы и обломки пород – порфириды, альбитофиры, кварциты, эпидозиты и черные кремни с остатками радиолярий [Смирнов, Смирнова, 1967]. Характерно почти повсеместное присутствие обломков серпентинитов. Несомненно, что источником обломочного материала служили палеозойские вулканогенные серии и породы меланократового основания (скорее всего серпентинитовые меланжи). Степень окатанности зерен разная, наряду с окатанными отмечаются и угловатые обломки. Характерно, что степень окатанности и состав обломочного материала остаются неизменными на всем поперечнике тела формации. Даже там, где песчаники находятся в непосредственной близости от гранитно-метаморфических комплексов (например, западнее и восточнее Уралтауской зоны метаморфит или в пределах Восточно-Уральского поднятия, вблизи поля развития гранитизированных и метаморфизованных докембрийских пород), среди них не появляется обломков из древних гранитно-метаморфических комплексов [Смирнов, Смирнова, 1961].

Вулканические породы в составе формации распространены крайне ограничено. Они встречаются только в восточной части Магнитогорского синклинория, составляя лишь несколько процентов от общего объема терригенных пород. Это преимущественно пирокласты (чаще грубообломочные) и гипабиссальные тела, отвечающие по составу в основном трахитам, хотя встречаются и породы базальтового и трахибазальтового состава [Аржавитин, 1972].

Петрохимически вулканы характеризуются несколько повышенной глиноземистостью, недосыщенностью кремнеземом и самое главное повышенной щелочностью при значительной роли K_2O . Соотношение Na_2O/K_2O примерно равно 1, а иногда даже меньше [Фролова, 1970; Аржавитин, 1972].

Мощность пород формации определить трудно из-за литологического однообразия пород и дополнительных складок. Очевидно, она не меньше первых тысяч метров.

Возраст формации определяется довольно точно по многочисленным находкам фауны и флоры фаменского и нижнетурнейского возраста [Либрович, 1932; Келлер, 1949; Смирнов и др., 1967]. Не ясной остается нижняя граница формации. В Магнитогорском прогибе по стратиграфическим, палеонтологическим и палинологическим данным доказывается верхнефранский возраст низов разреза зилаирской серии [Смирнов и др., 1974]. Франские брахиоподы известны и западнее, в Зилаирском синклинории западного склона Южного Урала. Однако, по данным М.А.Камалетдинова [1960], эта фауна находится здесь уже в переотложенном состоянии и свидетельствует о более молодом (фаменском) возрасте низов зилаирской серии (грауваккового флиша). Представляется вполне вероятным, что нижняя возрастная граница грауваккового флиша скользящая. На востоке в нее входят франские (во всяком случае верхнефранские) отложения, а западнее – только фаменские.

Граувакковый флиш развит в различных структурно-формационных зонах. Восточная граница его распространения не очень ясна, но, несомненно, он

развит в Осевой зоне, как в ее южной (Магнитогорской), так и в северной (Алапаевско-Каменский синклиорий) части.

В пределах Осевой зоны граувакковый флиш очень тесно связан с породами формации базальтовых порфиритов (колтубанская свита), перекрывая их и фациально замещая по простиранию [Смирнов и др., 1974]. По существу в Осевой зоне граувакковый флиш можно рассматривать еще в составе комплекса позднего этапа переходной стадии. Напомним, что для этих комплексов (см. выше) вообще характерно появление флишевых толщ.

Западнее, в пределах Западной формационной зоны флишевая формация распространена широко, но здесь она отчетливо отделена от нижележащих толщ угловым несогласием [Нестоянова, 1959; Шарфман, 1959]. В Тагильской зоне верхнедевонские отложения почти не сохранились. Однако там, где они выявлены, появляется граувакковый флиш (север Тагильского прогиба) [Волков, 1960]; (Шучьинский синклиорий) [Дедеев, 1958].

Граувакковый флиш характерен и для миегеосинклиальной зоны (южной ее половины, начиная с Уфимского амфитеатра). Здесь флишевые толщи залегают с размывом на среднепалеозойских отложениях сланцевой подзоны [Келлер, 1949], а западнее (восточное крыло Башкирского антиклинория) и на породах западной подзоны миегеосинклинали. Еще западнее флиш фациально замещается известняками и терригенными породами шельфового комплекса.

В восточной части эвгеосинклиальной области отложения верхнедевонско-нижнекаменноугольного комплекса распространены локально, сильно изменены и их формационная принадлежность остается неясной.

В первом приближении можно выделить четыре типа разреза. Первый из них изучен в Варненском районе П.М.Есиповым и Л.Д.Булыкиным, а позднее Г.А.Смирновым и Т.А.Смирновой [1967]. Это - известняки, глинистые и туфогенные сланцы, лавы и туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов. По данным А.Н.Ходалевица [Геология СССР, 1969], в их разрезе наряду с известняками и вулканитами появляется довольно большое количество полимиктовых песчаников и углисто-кремнистых сланцев. В основании разреза почти всегда есть базальные конгломераты, содержащие, помимо галек вулканитов и осадочных пород, обломки диоритов и гранодиоритов, амфиболитов, габброидов и серпентинитов. Мощность разреза достигает 1000 м. Известняки содержат фауну франского, фаменского и нижнекаменноугольного возраста.

Второй тип разреза приурочен к узким грабенам, пересекающим метаморфические образования Восточно-Мугоджарского антиклинория. Это пестрые (серые, желтые, зеленые, малиновые) глинистые сланцы, филиты, алевролиты, слоистые песчаники, гравелиты и конгломераты, чередующиеся между собой (балаталдыкская свита). В верхах разреза появляются темные глинистые сланцы и слоистые известняки. Спорадически отмечаются лавы и туфы андезитобазальтового состава. Обломочный материал представлен в основном кварцем и альбитом, а также обломками вулканитов, кремней и кварцевых песчаников. Видимая мощность толщи превышает несколько сотен метров. В нижней части разреза найдена флора верхнего девона, а в верхах - фауна турнейского яруса [Костик, Сегедин, 1975].

Третий тип разреза приурочен к полям распространения гранитно-метаморфических (докембрийских?) комплексов и наиболее полно изучен также в Восточно-Мугоджарском антиклинории. Толща преимущественно сложена туфами и лавами андезитового, дацитового и липаритового состава. Среди эксплозивных образований описаны игнимбриты, что в сочетании с краснокаменным изменением пород указывает на субэвральные (по крайней мере частично) условия их формирования [Билибина, 1963]. Однако в некоторых разрезах имеются прослойки песчаников и кварцитов, содержащие фауну нижнекаменноугольных фораминифер [Карагодин, 1972]. Вулканиты пространственно тесно сочетаются с субвулканическими телами и дайками дацитов, фельзит-порфиров, трахилипаритовых порфиров и сиенит-порфиров. Возраст вулканитов определяется как верхнедевонский - нижнекаменноугольный по находкам фауны и по абсолютной геохронологии (калий-аргоновый метод; 380-330 млн. лет).

Вулканитам комагматичны многочисленные интрузивные тела гранитоидов (космоласайский комплекс) [Старков, 1974]. В основном это лейкократовые биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, переходящие местами в адамеллиты, граносиениты и сиениты. Граниты имеют отчетливую интрузивную природу и резко дискордантны по отношению к вмещающим толщам.

Комагматичность гранитов и вулканитов доказывается на основе детальных геохимических и петрографических исследований [Карагодин, 1972; Знаменский, Старков, 1973; Старков, 1974] и цифрами абсолютного возраста (330-380 млн. лет) [Старков, 1974]. Эти авторы объединяют вулканиты и граниты в единую вулканоплутоническую формацию орогенного типа. Петрохимически формация отвечает щелочноземельной и субщелочной сериям калиевой специализации. По калий-рубидиевым отношениям формация относится к коровому ("гранитному") ряду [Карагодин, 1972].

Четвертый тип разреза пород рассматриваемого комплекса мало отличается от грауваккового флиша. Флишевые отложения встречаются очень редко и занимают небольшие площади. Восточнее Западно-Мугоджарского антиклинория, в бассейне р. Иргиз, по данным Г.А.Костик [1972; Костик, Сегедин, 1975], в них содержится флора верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста.

Отмеченные четыре типа разреза пород комплекса пространственно разобщены и соотношения между ними не ясны. Это могут быть либо разные фацции единой фациальной зоны, либо разные фациальные зоны, совмещенные за счет последующих горизонтальных перемещений. Не исключено также, что некоторые типы разрезов (например, кислые вулканиты) следует относить к другому формационному комплексу (см. континентальную стадию).

Рассматривая соотношения формаций комплекса, можно констатировать, что выделяются две крупные области: западная, отвечающая основной области распространения грауваккового флиша (зилайская серия), и восточная, с фрагментами разных формационных комплексов. Граница между ними не обнаруживает заметного отклонения от простираения описанных выше формационных зон эвгеосинклинали.

Формирование флиша, как это показано в последнее время [Леонов, 1972], вероятнее всего связано с интенсивным перемещением тектонических пластин. Флишевые толщи формируются перед фронтом движущихся пластин за счет их размыва и затем тектонически перекрываются этими же пластинами. Такой механизм хорошо объясняет удивительную выдержанность гранулометрического и петрографического состава обломочного материала флиша вкрест простираения.

В направлении движения пластин должны омолаживаться границы флишевой формации. Как отмечалось выше, такое омоложение нижней границы в западном направлении фиксируется для грауваккового флиша. Тектоническое налегание эвгеосинклиналичных серий на граувакковый флиш, состоящий из обломочного материала этих пластин, на Урале очень широко распространено. Именно такое положение занимают Сакмарский, Кракинский и Нязепетровский аллохтоны, а также более мелкие мелкие аллохтонные останцы восточнее Уралтауского антиклинория. Косвенно в пользу такого механизма формирования грауваккового флиша говорят обломки пород серпентинитового мелажа в нем.

Рассматриваемый комплекс не может быть использован в качестве формационного индикатора типа коры. Действительно, в западной части флиш накапливался на древней континентальной коре (миогеосинклиналичная зона); восточнее, вероятнее всего, существовала кора переходного типа, хотя "гранитный" слой в ней был достаточно хорошо выражен. На это указывает состав вулканитов, которые можно рассматривать как результат мобилизации вещества гранито-метаморфических комплексов.

Вулкано-плутоническая ассоциация Западно-Мугоджарского антиклинория формировалась на докембрийских гранито-метаморфических образованиях. Хотя в обнажениях стратиграфический контакт в основании вулканитов не наблюдался, гипабиссальные тела и граниты ассоциации интродуцируют докембрийские толщи.

Флишевая стадия – стадия интенсивного варьирования и движения уже существующих тектонических пластин. Судя по распределению формаций и скольжению нижней возрастной границы грауваккового флиша, это движение происходило в основном с востока на запад. Соответственно во фронтальной, западной части накапливается флиш, а в тыловой части, в локальных зонах растяжений могли создаваться условия для вулканизма.

ФОРМАЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС ПРЕДКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТАДИИ (C_{1t}-C_{1n})

Нижнекаменноугольные отложения сохранились в отдельных отрицательных структурах на сравнительно небольших площадях. Крупные поля метаморфических сланцев Восточно-Уральского поднятия, относящихся на последних геологических картах к нижнему карбону [Геология СССР, 1969], включают разновозрастные (в том числе и нижнекаменноугольные) образования. Однако отделить их от более древних, иногда даже докембрийских толщ, удается не всегда. В частности, именно для этой полосы предлагается прямо противоположная концепция, по которой в ее составе преимущественным развитием пользуются рифейские и нижнепалеозойские толщи [Мамаев, Черменинова, 1973]. Все это создает определенную условность в формационных реконструкциях.

Фаунистически охарактеризованные нижнекаменноугольные отложения изучены очень детально, есть ряд монографических работ, в которых подробно рассмотрены их литологические и петрохимические особенности и закономерности пространственного размещения [Пронин, 1965; Смирнов, 1957, 1971; Плюснина, 1969, 1974; Рапопорт, 1971; Плюснина, Плюснин, 1972; Червяковский, 1972; и др.]. Это позволяет нам охарактеризовать формации рассматриваемого комплекса очень кратко. В составе комплекса выделить три главные формации: осадочно-вулканогенную (базальт-трахилипаритовую), песчано-сланцевую (угленосную) и слоистых известняков.

Осадочно-вулканогенная формация наиболее широко развита в осевой части Магнитогорского прогиба. Вулканогенные члены формации представлены лавами и пирокластами базальтов, андезитов-базальтов и липаритов (вплоть до трахилипаритов). Вулканизм этой формации подробно описан в работе Г.Ф. Червяковского [1972]. Петрохимически вулканиты представляют собой типичную контрастную серию с калиевой специализацией кислых членов ряда.

Осадочные породы представлены глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, туфогенно-обломочными породами и рифогенными известняками. Количество вулканогенных разностей очень изменчиво, и наблюдаются почти целиком вулканогенные разрезы и такие разрезы, в которых вулканиты отсутствуют. В Восточно-Уральском прогибе в разрезе формации, наряду с вулканитами и известняками, появляется большое количество грубообломочных разностей (гравелиты и конгломераты), содержащие, помимо вулканогенного обломочного материала, и продукты размыва гранодиоритов (разрезы по р. Увельке, выделенные И.В. Лениным под названием кабанской свиты). Такие же обломочные породы отмечены Н.Ф. Мамаевым западнее г. Троицка [Геология СССР, 1969]. Мощностю осадочных разрезов составляет 400–500 м, вулканогенных превышает 1500 м.

Возраст формации определен по многочисленным находкам фауны как нижне-средневизейский. В Магнитогорском прогибе ниже нижневизейской части разреза выделяются условно верхнетурнейские отложения, так что в наиболее полном объеме возраст пород формации индексируется как верхний турне – средний визе. Только на самом юге Урала, в восточных Мугоджарах (Прииргизский синклиорий) вулканогенные породы имеют визе-наморский возраст [Костик, 1972]. Отличие вулканитов в этой зоне – их интенсивная альбитизация и зеленокаменное изменение, не свойственное породам формации в других районах.

Угленосная формация детально описана в работах А.А. Прониной [1952, 1953, 1960] и вряд ли нуждается в подробной характеристике. Отметим толь

то, что наряду с песчано-сланцевыми (часто с прослоями углей) толщами в составе отмечены многочисленные линзы полимиктовых конгломератов и гравелитов. Почти повсеместно фиксируются базальные конгломераты. В составе обломков, наряду с вулканитами, Н.Ф.Мамаев отмечает довольно большое количество аркозового материала, в основном плагιοгранитов. В некоторых случаях большая часть разреза представлена крупнозернистыми разностями с прослоями известняков (Челябинский район). Возраст формации определяется по многочисленным находкам фауны как нижне-средневизейский [Геология СССР, 1969], хотя для отдельных районов не исключается и присутствие верхнетурнейских отложений. Мощности разреза колеблется от нескольких сотен до 1500-2000 м.

Формация слоистых известняков в современной структуре сохранилась в мелких грабенах и мульдах, но, судя по однообразию разреза, она была распространена очень широко.

Формация детально описана в многочисленных работах [Либрович, 1936, 1939; Мамаев, 1947; Пронин, 1947, 1960; Смирнов, 1957; Плюсина, 1974]. Это в основном светлые, серые и темно-серые (иногда битуминозные) известняки, обычно толстослоистые, реже массивные. Слоистые известняки включают линзовидные тела рифогенных разностей. Прослой осадочных пород приурочены преимущественно к нижней части разреза. Это глинистые сланцы, полимиктовые и аркозовые песчаники (обычно известковистые) и гравелиты. В основании формации часто наблюдаются конгломераты, содержащие разнообразную гальку подстилающих пород. Разрез формации очень выдержан по составу пород, хотя наблюдается некоторая вариация в мощностях разновозрастных частей разреза, свидетельствующая о существовании конседиментационных структур. Мощности разреза колеблется от 300 до 800 м.

Возраст формации определяется богатой фауной, которая распространена практически во всех выходах пород формации. Нижняя возрастная граница несколько меняется от места к месту. В Магнитогорском прогибе она проходит внутри верхневизейского подъяруса, в других местах иногда несколько опускается (иногда до основания верхневизейского подъяруса) или поднимается до основания намюрского яруса. Верхняя возрастная граница отвечает границе нижнего и среднего карбона.

Интрузивные образования, связанные с рассматриваемым комплексом, представлены двумя формациями. Габбро-гранитная формация (Магнитогорский комплекс) описана в работах В.М.Сергиевского [1936], Д.С.Штейнберга [1969], Г.Б.Ферштатера и Н.С.Бородиной [1975]. Массивы этой формации приурочены к осевой части Магнитогорского синклиниория и прослеживаются далее на север. Наиболее типичен для этой формации Магнитогорский массив. Обычно выделяется две фазы: ранняя, имеющая состав габбро или габбро-норита, и поздняя, по составу отвечающая калиевым гранитам с биотитом, роговой обманкой и диопсидом. Промежуточные разности (габбро-диориты, диориты и пр.) распространены незначительно и связаны с явлениями гибридизации. В крайних частях гранитных тел появляются обедненные кварцем разности (граносиениты и сиениты).

Массивы габбро-гранитной формации имеют отчетливые интрузивные контакты с роговиками и скарнами. Интрузии прорывают верхнетурнейско-визейские породы базальт-трахилларитовой формации и располагаются в зоне развития пород этой формации. По геологическим и петрохимическим признакам большинство исследователей считают габбро-гранитную формацию комагматитом вулканитов базальт-трахилларитовой формации. Для Магнитогорского массива это доказывается и прямыми переходами от крупнозернистых гранитов и габбро через габбро-диабазы и гранит-порфиры в вулканиты соответствующего состава.

С рассматриваемым комплексом связана плагιοгранит-гранодиоритовая формация [Львов, 1965; Д.С.Штейнберг, 1969; Ферштатер, Бородин, 1975]. Примером этой формации могут служить гранитоиды Пластовского пояса (Чернореченский, Андреевский, Пластовский массивы). Эти массивы сложены пла-

гнитогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Характерная их особенность - преобладание натрия над калием во всех разностях. Граниты каллевого ряда встречаются, но достаточно редко. Возможно, они представляют собой наиболее позднюю фазу, но не исключено, что их следует относить к более молодой формации биотитовых гранитов (см. ниже).

Гранитоиды рассматриваемой формации испытали метаморфизм, выразившийся в грануляции кварца и зеленокаменных изменениях плагиоклаза и темных цветных минералов.

Вмещающие породы вблизи массивов интенсивно метаморфизованы в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях, контакты в большинстве случаев имеют конкордантный характер, внутри массивов прослеживаются "теневые" структуры вмещающих пород (данные И.И.Бородаевского). Все это указывает на автотонный тип формирования массивов.

Возраст пород плагиогранит-гранодиоритовой формации, вероятнее всего, нижнекаменноугольный, геологические и радиологические данные имеют противоречивый характер. Есть довольно много геологических данных [Ферштатер, Бородина, 1975], указывающих на то, что гранодиориты древнее верхнепалеозойских гранитов. Плагиограниты и гранодиориты не всегда отделены от более молодых верхнепалеозойских гранитоидов, так что сейчас трудно говорить о пространственных закономерностях их распространения. В основном они распространены восточнее Магнитогорского прогиба.

Взаимоотношение выделенных формаций. Палеогеографический анализ представлен в ряде фундаментальных работ [Смирнов, 1953, 1957; Смирнов и др., 1967]. Материалы, полученные за последнее время, лишь уточнили эти выводы. Вулканогенно-осадочная и песчано-глинистая (угленосная) формации примерно одновозрастны ($C_{1t_2} - v_1$). Формация слоистых известняков моложе этих формаций (C_{1v-n}). Выделяются три основные структурно-формационные зоны. Западная, отвечающая Магнитогорскому прогибу, где развиты породы вулканогенно-осадочной формации, центральная, где распространены породы песчано-сланцевой формации, и восточная, с преимущественным развитием пород вулканогенно-осадочной формации (рис. 36).

Палеогеографически центральная зона всеми исследователями рассматривается как зона относительных поднятий островного типа, в пределах которой в локальных впадинах происходило накопление терригенных толщ. Это сказывается на характере обломочного материала, состоящего преимущественно из обломков подстилающих толщ. Песчано-сланцевые отложения с разрывом и несогласием залегают на нижежащих отложениях и содержат в основании базальные конгломераты. В прогибах, обрамляющих центральную зону с запада и востока, где накапливались вулканогенно-осадочные серии, несогласие в их основании повсеместно.

Как видно из схемы (см. рис. 35), границы отмеченных формационных зон не только не совпадают с границами выделенных ранее Западной, Осевой и Восточной формационных зон, но имеют секущее по отношению к ним простирание, близкое к меридиональному.

Формация слоистых известняков (C_{1v-n}) в современной структуре слагает ядра синклиналей и грабен. Однако, как это показал Г.А.Смирнов [1957, 1971], породы формации первично образовали более или менее непрерывный чехол, сливавшийся на западе с известняками Русской плиты. По своему облику отложения формации напоминают платформенные. В нижних частях разреза еще сказываются конседиментационные структуры, что отражается в колебании мощностей и местами в полноте разреза; верхние части разреза принципиально мало отличаются от типичного платформенного чехла, хотя мощность отложений несколько больше, чем в прилегающей части Русской плиты [Смирнов, 1957].

Породы известняковой формации залегают трансгрессивно, причем с нижележащими верхнетурнейско-средневизейскими образованиями оно обычно связано постепенными переходами, а на более древних отложениях залегают с угловым несогласием и с базальными конгломератами в основании.

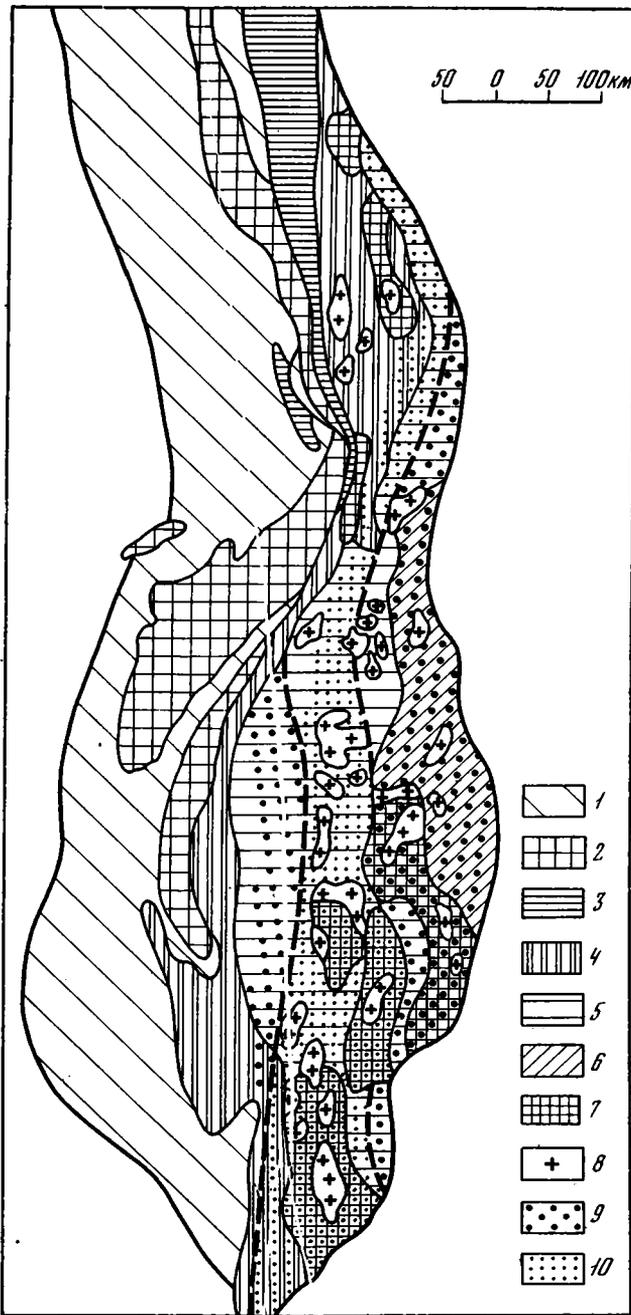


Рис. 36. Схема соотношения основных формационных зон предконтинентальной стадии со структурным планом докаменноугольного этапа

1 - миогеосинклинальная зона, палеозойские отложения; 2 - рифейско-нижекембрийские отложения; Зоны: 3 - Тагильская, 4 - Западная, 5 - Осевая, 6 - Восточная; 7 - гнейсово-мигматитовый комплекс; 8 - граниты; 9, 10 - области распространения формаций предконтинентальной стадии: 9 - вулканогенно-осадочных формаций, 10 - песчано-сланцевой (угленосной) формации

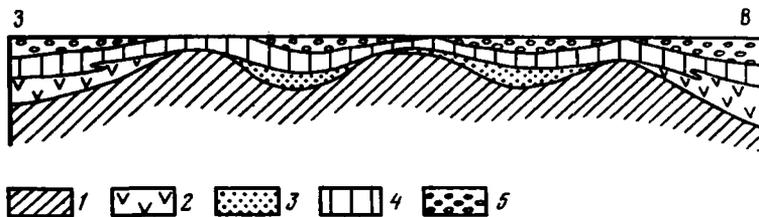


Рис. 37. Палеоформационный профиль для предконтинентальной стадии
 1 - доверштурнейские отложения; 2 - осадочно-вулканогенная формация;
 3 - песчано-сланцевая (угленосная) формация; 4 - формации слоистых известняков; 5 - морская моласса среднего карбона

В целом рассматриваемый этап характеризуется появлением крупных конседиментационных прогибов и поднятий, которые в дальнейшем оформились в виде главных структур Восточного склона Урала (Магнитогорский прогиб, Восточно-Уральское поднятие и Восточно-Уральский прогиб). В прогибах распространены в основном породы вулканогенно-осадочной формации, а к частным прогнутым структурам поднятия приурочены отложения песчано-сланцевой формации (рис. 37). Конец рассматриваемого этапа характеризуется общей нивелировкой структур и палеорельефа, резким снижением тектонической активности и формированием чехла карбонатных пород.

Формации комплекса накапливались на коре с хорошо выраженным гранитно-метаморфическим слоем. Об этом свидетельствует непосредственное стратиграфическое налегание визе-намюрских известняков на гранитизированные и метаморфизованные докембрийские образования в южной части Восточно-Уральского поднятия [Абдулин, 1973]. Такие взаимоотношения хорошо видны по западному обрамлению Балкымбайского грабена Мугоджар, где сохранились небольшие, пологозалегающие мульды известняков, резко несогласно перекрывающие докембрийские метаморфиты. Помимо метаморфических пород (плаггиогнейсы, двуслюдяные сланцы, кварциты) в базальных конгломератах содержатся обильные обломки порфиридных гранитов. В других частях Восточно-Уральского поднятия также отмечена галька метаморфических пород и гранодиоритов в основании известняковой формации [Кейльман, 1974]. Обломки гранодиоритов и плаггиогранитов (наряду с другими породами эвгеосинклинальных серий) отмечены в основании угленосной формации в долине р. Исеть [Пронин, 1965].

На существование гранитно-метаморфического слоя косвенно указывает состав вулканитов (липариты, трахилипариты) и аркозовый обломочный материал, появляющийся среди терригенных образований вулканогенно-осадочной и песчано-глинистой формаций. Однако массовый гранитоидный магматизм, в результате которого произошло окончательное формирование континентальной коры в пределах эвгеосинклинали, связан с более поздней стадией развития. Рассматриваемая стадия лишь предваряет массовую гранитизацию и условно может быть названа предконтинентальной.

ФОРМАЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС КONTИНЕНТАЛЬНОЙ СТАДИИ

КОМПЛЕКС РАННЕГО (ОРОГЕННОГО) ЭТАПА (PZ₃)

Орогенный этап знаменует формирование континентальной коры. Это этап тектонического скупивания, складчатости, гранитизации и формирования горного сооружения. В эвгеосинклинальной зоне преимущественное развитие получили процессы гранитизации. Молассовая формация, характерная для этого этапа, распространена в эвгеосинклинали лишь в локальных впадинах, причем сохранились в основном самые низы разреза молассовых комплексов. Молассами

догенного этапа сложен Предуральский краевой прогиб, сформировавшийся на многоэпизодном осадочном основании.

В эвгеосинклинальной зоне в основном развита морская моласса, представленная полимиктовыми известковистыми песчаниками, конгломератами, гравелитами и глинисто-известковистыми сланцами с линзами (иногда крупными) известняков [Геология СССР, 1969], которые в наиболее прогнутых впадинах сменяются пестроцветными молассами нижнепермского возраста. В составе обломочного материала преобладают вулканиты, габброиды, реже встречаются метаморфические сланцы и гранитоиды. Возраст морской молассы определяется как средне-верхнекаменноугольный. В пестроцветах верхней молассы содержится нижнепермский спорово-пыльцевой комплекс. С подстилающими толщами морская моласса чаще всего связана постепенными переходами, и нижняя возрастная граница обломочных пород несколько меняется от места к месту (от низов до верхов башкирского яруса). Пестроцветная моласса, по-видимому, может сложиться на подстилающие толщи с несогласием. Мощность молассовых образований не менее 500 м.

Наиболее характерна для рассматриваемого этапа формация нормальных гранитов. Граниты этого типа подробно описаны Д.С. Штейнбергом [Геология СССР, 1969], Б.К. Львовым [1965], Г.Б. Ферштатером и Н.С. Бородиной [1975]. Это устойчивые по составу биотитовые микроклиновые (часто порфиридные) граниты с некоторым преобладанием калия (коэффициент $n = 0,4-0,55$). По данным Б.К. Львова, это многофазные массивы с последовательным уменьшением роли контаминации в более поздних фазах. Поздние фазы приближаются к нормальным биотитовым гранитам мирового типа, очевидно, отвечающим по составу гранитной эвтектике.

Массивы гранитов имеют в большинстве случаев конкордантные контакты с вмещающими породами. Вокруг них образуются ореолы фельдшпатизированных и метаморфизованных пород, иногда достигающие первых десятков километров в ширину, но обычно порядка первых километров. Выделяется три типа экзоконтактовых ореолов. В первом случае вокруг гранитов распространены мигматиты амфиболитовой фации метаморфизма, изофациальной гранитам. Многие из таких массивов по геологическим и петрологическим особенностям относятся Г.А. Кейльманом [1974] к автохтонным гранитам. Вопрос о мигматитовых комплексах и вмещающих их гранитах будет рассмотрен ниже специально. Второй тип ореола представлен породами зеленосланцевой фации, в той или иной степени фельдшпатизированными. Эти граниты можно рассматривать, как несколько перемещенные массы тех же автохтонных гранитов. Кроме того, выделяется менее многочисленная группа гранитных тел с дискордантными контактами, вдоль которых во вмещающих породах развиты юговики.

В большинстве случаев крупные согласные и полусогласные со структурой вмещающих пород гранитные тела приурочены к ядрам положительных (нередко куполовидных) структур, где они слагают крупные пластообразные залежи [Трифонов и др., 1968; Ферштатер, Бородин, 1975]. Массивы, смещенные к периферии куполов, чаще имеют форму клина, сужающегося вниз. Такая форма гранитных тел хорошо подтверждается не только геологическими, но и геофизическими данными [Беллавин, 1963; Беллавин, Алейников, 1968].

Вмещающие породы гранитных массивов – гнейсово-мигматитовые комплексы (о которых речь пойдет ниже), песчано-сланцевые отложения нижнего карбона и вулканогенно-осадочные образования среднего палеозоя. Основная полоса гранитоидов приурочена к Восточно-Уральскому поднятию. Она известна в литературе под названием "Главная гранитная ось Урала". Распределение гранитов, таким образом, наследует структуру предконтинентальной стадии.

Возраст гранитоидов определяется, как верхнепалеозойский. Они прорывают все отложения вплоть до намюрских включительно. Соотношения с верхнепалеозойскими отложениями не установлены. Абсолютный возраст гранитоидов – 270 млн. лет [Геология СССР, 1969].

Основной зоной накопления моласс и других формаций орогенного этапа континентальной стадии был Предуральский краевой прогиб — крупнейшая сингенетическая отрицательная структура этого этапа. Формации краевого прогиба, его строение и история развития рассмотрены во многих фундаментальных работах, и мы здесь остановимся только на отдельных особенностях, имеющих значение для общих выводов.

Краевой прогиб заложился на миогеосинклинальном основании, отделив Уральское складчатое сооружение от Русской плиты. Это резко асимметричная структура, выполненная преимущественно молассами, которые западнее фациально замещаются карбонатными отложениями платформенного чехла. В восточной части прогиба терригенные толщи начинают формироваться с середины карбона. Средне-верхнекаменноугольные отложения восточной части прогиба представлены флишевой формацией [Хворова, 1960; Устрицкий, 1961; Перфильев, 1968], которая залегает согласно на миогеосинклинальных толщах и замещается западнее платформенными известняками. По мере развития прогиба зона молассонакопления постепенно перемещается на запад. Такое "перекатывание" оси краевого прогиба было прекрасно показано в работах А.А. Богданова [1947], И.В. Хворовой [1960], В.П. Горского [1962] и др. Сакмарские и артинские отложения представлены морской молассой, которая согласно перекрывает флиш в восточной части прогиба, а западнее согласно перекрывает известняки платформенного чехла. В составе морской молассы преобладают обломки пород эвгеосинклинальной зоны и обломки метаморфид Центрально-Уральского поднятия. Вверх по разрезу молассы увеличивается роль обломков пород миогеосинклинальной зоны.

Морская моласса местами (южная и северная части прогиба) замещается маломощными, относительно глубоководными глинисто-известковистыми породами некомпенсированного прогиба. Вверх по разрезу морская моласса постепенно замещается континентальной пестроцветной молассой, охватывающей по возрасту кунгурский ярус, верхнюю пермь и нижний (на севере весь) триас. В кунгурское время моласса местами замещается эвапоритовой, а в северной части прогиба угленосной формациями.

Осевая зона прогиба постепенно смещается на запад, так что верхнепермские пестроцветные отложения выплескиваются далеко в пределы Русской плиты. Мощность молассовых комплексов в пределах краевого прогиба изменчива и местами превышает 8 км.

Как видно из краткого описания, орогенный этап характеризуется массовой гранитизацией эвгеосинклинальной зоны и формированием на ее месте горного сооружения с корой континентального типа. Краевой прогиб представляет собой компенсационную отрицательную структуру, аккумулирующую обломочный материал. Судя по изменению состава обломочного материала в вертикальном разрезе, поднятие начинается в эвгеосинклинальной зоне и постепенно расширяется в западном направлении, захватывая и миогеосинклиналь.

Формационный комплекс платформенного этапа континентальной стадии в работе не рассматривается. Отметим только, что начиная с триаса на Восточном склоне Урала формировалась трапловая формация (T_1-T_2), представляющая чередование траппов и континентальных обломочных пород (песчаники, гравелиты, конгломераты). Вверх по разрезу трапловая формация сменяется угленосными отложениями верхнего триаса нижней юры.

Породы трапловой и угленосной формаций выполняют отдельные грабены и впадины, в основном перекрытые мезозойско-кайнозойскими породами. На дневную поверхность они выходят только в пределах Челябинского грабена.

Начиная с верхней юры, на Урале формируется платформенный чехол. Только в южной части Западного склона нижние части разреза чехла имеют верхнетриасовый возраст.

ГНЕЙСОВО-МИГМАТИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Гнейсово-мигматитовые комплексы широко распространены на Восточном склоне Урала. В основном они приурочены к Восточно-Уральскому поднятию, слава в его пределах достаточно крупные участки (рис. 38). Несмотря на весьма длительную историю изучения этих комплексов, многие основные вопросы геологии до сих пор не решены. Геолого-петрологическое описание этих комплексов можно найти в многочисленных работах [Роненсон, 1959; Прохоров, 1960; Водорезов, 1963; Соболев, 1963; Д.С. Штейнберг, 1963; Глушак, 1969; Грачев и др., 1969; Минкин, 1969; Крылов, Закожурников, 1970; Панков, 1971; Плюснин, 1971; Чесноков, 1971; Абдулин, 1973; Минкин и др., 1974]. Наиболее полное описание геологии и петрологии гнейсовых комплексов сделано в монографии Г.А. Кейльмана [1974]. Ниже будет приведена только очень краткая характеристика рассматриваемых образований, сделанная в виду, что автор полностью принимает почти все основные положения, сформулированные в указанной работе.

Гнейсово-мигматитовые комплексы во всех известных случаях приурочены к ядрам сложных антиклинальных структур. Г.А. Кейльман выделяет в составе комплекса две группы пород: гнейсы и амфиболиты, слагающие ядра структур (гнейсовые ядра), и метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования, обрамляющие эти ядра (сланцевое обрамление).

Помимо структурного положения, породы гнейсовых ядер и сланцевого обрамления существенно различаются и по другим признакам. Гнейсовым ядрам свойственны достаточно стабильный метаморфизм амфиболитовой фации, интенсивная гранитизация и широкое развитие мигматитов. Все это "сплавляет" гнейсовые ядра, имеющие свою сложную внутреннюю структуру.

Породы сланцевого обрамления характеризуются градиентным метаморфизмом, который быстро снижается от амфиболитовой фации близ гнейсового ядра до фонового метаморфизма на расстоянии первых километров. Метаморфизм сланцевого обрамления образовался за счет палеозойских эвгеосинклинальных серий. Во многих случаях это породы океанического формационного комплекса, часто насыщенные телами серпентинитовых тектонитов и серпентинитовых меланжей. В Мугоджарах в состав сланцевого обрамления Талдыкского гнейсового комплекса входят габброиды меланократового основания. В составе гнейсовых ядер в общем случае выделяются два структурно-формационных комплекса. Нижний из них в основном сложен биотитовыми, амфибол-биотитовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, содержащими большее и меньшее количество прослоев амфиболитов, кварцитов и кварц-полевошпатовых сланцев. Это так называемая южноталдыкская серия Мугоджарского массива [Абдулин, 1973]; нижняя толща мурзинской серии Мурзинско-Адуйского комплекса, шумихинская серия и ее аналогия Сысертско-Ильменогорского комплекса и др. Общее для этого комплекса — преобладание плагиогнейсов и такие признаки первично терригенного субстрата в этих породах (обломочный циркон, реликты слоистых текстур и обломочных структур). Для них не характерны габбро-амфиболиты и алогипербазитовые породы. Преобладание парагнейсов в нижних частях разреза отмечается и там, где разделение на два структурных комплекса в составе ядра провести не удается (Салдинский массив).

Подчеркнем еще одну особенность, установленную Г.А. Кейльманом. Среди гнейсов описаны реликтовые участки двупироксеновых гнейсов гранулитовой ступени метаморфизма. Такие реликты встречаются крайне редко, однако этот факт позволил Г.А. Кейльману сделать вполне правомерный и принципиально важный вывод о том, что гнейсы могли образоваться в результате регрессивного метаморфизма амфиболитового уровня по породам гранулитовой фации.

Не до конца ясен вопрос о возрасте гнейсовой части разреза. Приходится согласиться с Г.А. Кейльманом, что во многих (если не во всех) случаях эта часть разреза имеет докембрийский возраст. Наиболее достоверные данные относятся для гнейсов шумихинской и селянкинской серий в Сысертско-Ильме-

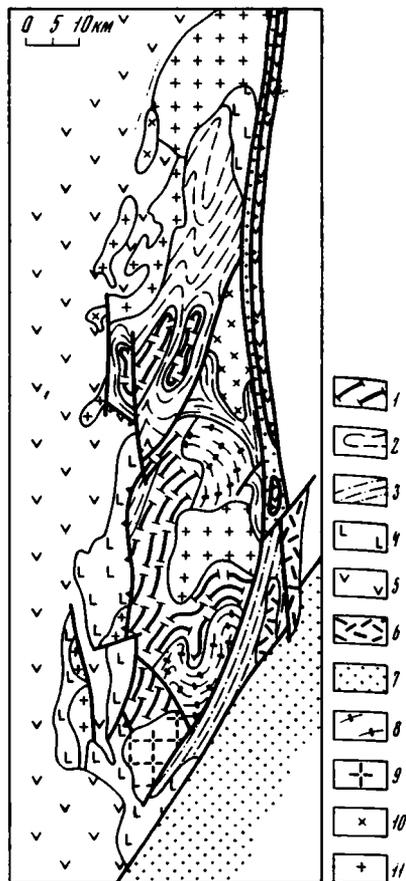


Рис. 38. Схема размещения гнейсово-мигматитовых комплексов в эвгеосинклинали Южного и Среднего Урала

1 - Русская плита; 2 - миогеосинклираль; 3 - мезозойские отложения Западной Сибири; 4-8 - эвгеосинклираль: 4 - Тагильская зона, 5 - Западная и Восточная зоны, 6 - Осевая зона, 7 - граниты, 8 - гнейсово-мигматитовые комплексы (обозначены на карте цифрами): 1 - Салдинский, 2 - Мурзинско-Адуйский, 3 - Сысертско-Ильменогорский, 4 - Марининский, 5 - Адамовский, 6 - Тегульды-Тауский, 7 - Кайрактинский, 8 - Талдыкский

Рис. 39. Схема геологического строения Талдыкского гнейсово-мигматитового комплекса, по данным А.А. Абдулина [1973], Г.А. Кейльмана [1974] и автора

1 - Южно-Мугоджарская серия (РСм); 2 - Талдыкская серия (РСм); 3 - нижний палеозой (?); 4 - габбро; 5 - вулканиты (O-S); 6 - вулканиты (D₃-C₁); 7 - песчаники (D₃-C₁); 8 - гранито-гнейсы; 9 - диориты; 10 - плагиограниты; 11 - граниты (PZ₃)

ногорской структуре [Тугаринов и др., 1970]. Определения альфа-свинцовым и рубидий-стронциевым методами возраста гнейсов шумихинской серии дали цифры 1200-1400 млн. лет, а для селянkinской серии рубидий-стронциевым методом - 2100±200 млн. лет и изохронным свинцово-изотопным - 1980±100 млн. лет. По мнению А.А. Краснобаева, последние две цифры характеризуют возраст обломочных цирконов. Во всяком случае есть основание считать, что гнейсы имеют дорифейский возраст.

Значительно меньше данных о возрасте южномугоджарской серии. Имеющиеся цифры абсолютного возраста (преимущественно по калий-аргоновому методу) дают широкий диапазон, но наиболее древние из них 1100–995 млн. лет [Миловский, 1973; Миловский, Кнорре, 1965]. Предположение о докембрийском возрасте этой серии вполне правомерно.

Верхняя часть разреза гнейсовых ядер — наиболее сложная и спорная для интерпретации. В пределах Сысертско-Ильменогорской структуры, по данным Г.А. Кейльмана [1974], этой части разреза отвечает черновская серия. По составу это амфиболиты, содержащие прослойки слюдяных микрогнейсов и графитовых кварцитов. Амфиболиты рассматриваются в качестве метадиабазов, а кварциты как первично хемогенные кремнистые осадки. Породы насыщены многочисленными телами метаморфизованных гипербазитов и габброидов. Г.А. Кейльман вполне справедливо рассматривает всю совокупность пород в качестве офиолитовой ассоциации. В отличие от нижележащих гнейсов породы черновской серии не содержат реликтов минеральных образований более высокой, чем амфиболитовая, фации метаморфизма.

Черновская серия залегает несогласно на гнейсах, причем значительное увеличение количества гипербазитовых тел вблизи контакта позволило предположить не стратиграфический, а тектонический характер этого налегания.

Значительно более сложный Талдыкский гнейсово-мигматитовый комплекс в Мугоджарах. Здесь выше гнейсов залегает талдыкская серия, представляющая чередование аплитовидных гнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев и графитовых кварцитов. Характерно появление линз эклогитоподобных пород и апогипербазитовых сланцев [Абдулин, 1973; Кейльман, 1974]. Г.А. Кейльман считает, что эта серия, первично осадочно-вулканогенная, не входит в состав гнейсового ядра, а скорее может быть отнесена к сланцевому обрамлению. Мне представляется, что этот вывод не бесспорен. Как видно из схемы (рис. 39), породы серии слагают межкупольные структуры, в ядрах которых выходят гнейсы южномугоджарской серии. Так же как и гнейсы, породы талдыкской серии интенсивно гранитизированы и по общей геологической картине ее положение сходно с положением черновской серии Сысертско-Ильменогорского гнейсового ядра. С этим вполне согласуется устойчивый амфиболитовый уровень метаморфизма пород талдыкской серии (за исключением зон диафоритов, связанных с поздними разломами).

Породы талдыкской и южномугоджарской серий с запада и юга обрамлены палеозойскими основными вулканитами и амфиболовыми габбро меланократового основания. Наиболее показателен разрез по р. Тулепсай. Гнейсы и амфиболиты талдыкской серии отделены от обнажающихся западнее габбро-амфиболитов полосой бластомилонитов шириной 100–150 м. Габбро-амфиболиты в приконтактной зоне очень сильно метаморфизованы и инъецированы плагиогранитным материалом. В большинстве случаев они сохранились в виде отдельных скиалитов среди амфиболитов, инъецированных амфиболитов и инъецирующих тел плагиогранитов. При движении на запад, по мере удаления от контакта, количество плагиогранитных инъекций убывает, и здесь в основном развиты апогаббровые амфиболиты, местами тонко инъецированные плагиогранитным материалом. Апогаббровая природа амфиболитов хорошо устанавливается по отдельным сохранившимся реликтовым линзам габбро. Западнее распространены массивные амфиболовые габбро. Ширина полосы метаморфизованных и инъецированных амфиболовых габбро не превышает 1–1,5 км.

Приведенные соотношения, как мне кажется, вполне сходны с соотношениями стабильно метаморфизованных гнейсовых ядер и градиентных зон (сланцевого обрамления), причем амфиболовые габбро играют в данном случае роль пород сланцевого обрамления.

Г.А. Кейльман обосновывает отнесение к сланцевому обрамлению пород талдыкской серии присутствием таких типоморфных для градиентных зон минералов, как кианит и ставролит. Однако, как он сам отмечает, эти минералы могут появляться в зонах наложенного диафореза и в стабильно метаморфизованных образованиях гнейсовых ядер. Разумеется, окончательное решение

вопроса требует детальных петрологических исследований, и предлагаемая трактовка неоднозначна.

Общее для верхнего структурного яруса гнейсовых ядер – вулканогенно-осадочный состав пород и многочисленные тела гипербазитов. Наиболее сложен вопрос о возрасте пород верхнего структурного яруса. Г.А. Кейльман, основываясь на стабильности метаморфизма, отдает предпочтение представлению об их рифейском возрасте. Многие исследователи отмечали большое сходство (если не тождество) ордовикско-силурийского разреза сланцевого обрамления Сысертско-Ильменогорского комплекса с черновской серией гнейсового ядра [Панков, 1971], для которой предполагается, соответственно, тот же возраст. Судя по последним данным А.А. Краснобаева (устное сообщение), метаморфогенный циркон из пород черновской серии и ее аналогов дает устойчивые цифры на уровне 370 млн. лет, т.е. такие же, как и для метаморфизованных пород сланцевого обрамления. Все это скорее говорит о ниже-среднепалеозойском возрасте исходных пород черновской серии. Для талдыкской серии Мургоджар Г.А.Кейльман допускает возможность нижнепалеозойского возраста пород.

Гнейсово-мигматитовые комплексы в других частях эвгеосинклинали построены в целом аналогично. В их ядрах также устанавливается двухъярусное строение, хотя соотношения между ярусами не всегда ясны (Мурзинско-Адуйский комплекс) или на эрозионный уровень выходят только породы верхнего яруса (Маринский комплекс).

Характерная особенность гнейсово-мигматитовых комплексов – широкое развитие процессов гранитизации. В основном гранитизация распространена в пределах гнейсовых ядер, выходя, однако, и в пределы сланцевого обрамления. В ядрах максимум гранитизации приурочен к породам нижнего структурного яруса (гнейсовые комплексы). Г.А. Кейльман [1974] выделяет более ранний этап – плагιοгранитизацию и следующий этап – калиевую гранитизацию. По характеру проявления выделяется метасоматическая и иньекционная гранитизация и интрузивные граниты. Граниты слагают межформационные пластообразные тела, приуроченные к границе гнейсового ядра и сланцевого обрамления.

Изучение процессов метаморфизма, гранитизации, кислотного выщелачивания и метасоматической базификации гнейсово-мигматитовых комплексов привело Г.А.Кейльмана к выводу об анатектической природе гранитизации, причем на прогрессивном этапе метаморфизма возникает метасоматическая и иньекционная гранитизация, а интрузивные гранитоиды имеют реоморфическое происхождение.

Г.А. Кейльман провел статистический анализ данных абсолютного возраста, полученных по разным гнейсово-мигматитовым комплексам. Выделяется три четких максимума, по-видимому, отражающих основные этапы метаморфизма и гранитизации – 440, 370 и 310 млн. лет. Это не исключает более древнего метаморфизма (реликты гранулитовой ступени в гнейсах). Сравнение гистограмм для пород гнейсового ядра и сланцевого обрамления Сысертско-Ильменогорского комплекса показывает, что только два последних этапа появляются и в ядре, и в обрамлении. Ранний (440 млн. лет) этап в обрамлении не проявился. Представляется вполне правомерным предположение о том, что породы гнейсового ядра и сланцевого обрамления были пространственно совмещены только начиная с верхнего девона (этап гранитизации 370 млн. лет).

Подчеркнем некоторые выводы, следующие из краткого рассмотрения гнейсово-мигматитовых комплексов (большинство этих выводов было сделано Г.А. Кейльманом и полностью принимаются автором):

1. Гнейсово-мигматитовые комплексы состоят из сланцевого обрамления, сложенного палеозойскими эвгеосинклинальными сериями, и гнейсового ядра, для которого характерен равномерный метаморфизм амфиболитовой ступени.

2. Гнейсовое ядро, в свою очередь, состоит из двух структурных ярусов. Нижний представлен парагнейсами докембрийского возраста, верхний – эвгеосинклинальными образованиями, возможно, палеозойского возраста.

3. Выделяется три основных этапа метаморфизма и гранитизации (ранний силур, поздний девон и конец раннего карбона), причем в породах сланцевого обрамления ранний этап метаморфизма, возможно, не проявлялся.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ МОРФОЛОГИИ СТРУКТУР

Описание морфологии структур Урала представляет самостоятельную работу, которая отчасти из-за слабой обнаженности, отчасти из-за неравномерной изученности не может быть сделана до настоящего времени. Морфология структур отдельных, достаточно крупных участков описана в монографиях М.А. Камалетдинова [1974], С.В. Руженцева [1976], К.П. Плюснина [1969], Г.Т. Казанцевой [1970б], Г.В. Сенченко [1972 а, б] и др. Внутренняя структура и структурная позиция меланократового основания были рассмотрены в соответствующих разделах. Поэтому в настоящем разделе остановимся только на некоторых структурных вопросах, необходимых для расшифровки механизма становления коры Уральской эвгеосинклинали.

МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА ЗАПАДНОГО СКЛОНА

Сланцевые фации континентального склона и подножия, охватывающие по возрасту отложения нижнего и среднего палеозоя, почти повсеместно шарьированы на запад, на одновозрастные отложения карбонатной подзоны (шельфовые формации). Такие взаимоотношения впервые отметил К.Г. Войновский-Кригер [1945] для Лемвинской зоны. Затем в течение ряда лет многие исследователи, в том числе и автор, пытались найти прямые фациальные переходы между карбонатными отложениями шельфового типа и глинистыми сланцами Лемвинской зоны. Все эти попытки оказались неудачными, и детальные исследования последних лет [Пучков, 1973а, б, 1976а; Водолазский, 1973 г.; Савельев, 1967 г.] практически полностью подтвердили представления К.Г. Войновского-Кригера о структурных соотношениях и палеофациальной обстановке образования этих комплексов.

Сланцевые отложения образуют сложный пакет тектонических пластин, залегающих на отложениях шельфового комплекса (елецкие фации). Тектонические покровы и породы автохтона смяты в узкие линейные складки и осложнены чешуйчатými надвигами. Минимальная амплитуда перемещения, по данным В.Н. Пучкова, достигает 10–18 км. Можно думать, что в северном направлении амплитуда покровов уменьшается, а на Пай-Хое, судя по детальным работам В.С. Енокяна [1971б], наблюдаются прямые фациальные переходы от шельфовых фаций к фациям континентального склона. Напротив, в южном направлении, по-видимому, амплитуда шарьяжных перекрытий возрастает. К югу от Лемвинской зоны сланцевые формации почти целиком размыты и сохранились лишь в ядрах отдельных синформных структур, примером которых может быть Малопечорский аллохтон [Пучков, 1975а]. Последний целиком расположен внутри поля развития шельфовых фаций и минимальная амплитуда перемещения оценивается В.Н. Пучковым в несколько десятков километров.

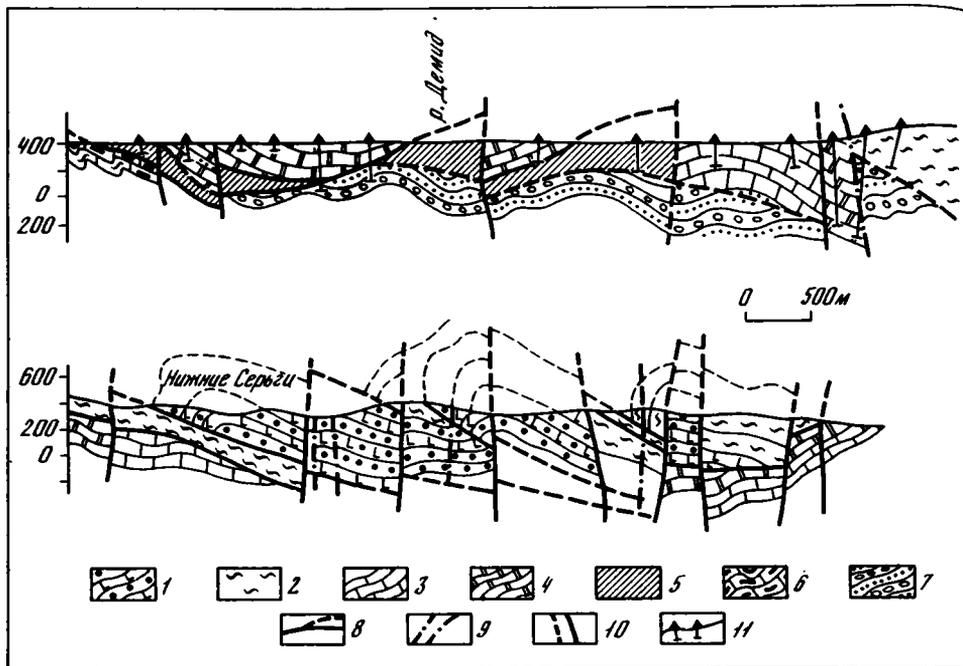


Рис. 40. Геологические разрезы через Нязепетровский аллохтон, по данным К.П. Плюснина [1974]

1 - средне-верхнеордовикские образования (кварцевые песчаники, туфосланцы, спилиты); 2 - нижнесилурийские образования (фтаниты, углисто-кремнистые сланцы, алевролиты, известняки); 3, 4 - средний карбон (известняки): 3 - эйфельские, 4 - живетские; 5 - среднее визе-намюр (известняки); 6 - средний карбон (песчаники, алевролиты, известняки); 7 - пермо-карбон (песчаники, алевролиты); 8 - шарьяжи; 9, 10 - сбросо-сдвиги субширотные (9) и субмеридиональные (10); 11 - скважины

Сланцевые формации входят в строение сложного Нязепетровского аллохтона, имеющего в целом синформное строение. В его северной части (район г. Нижние Серги) [Плюснин, 1969, 1971] выше параавтохтонных шельфовых комплексов расположен пакет пластин, сложенных ордовикскими и силурийскими образованиями континентального склона (рис. 40). В южной части аллохтона (район Нязепетровска) сохранился верхний пакет пластин, сложенный эвгеосинклинальными образованиями [Самыгин, Селиверстов, 1977]:

Наконец, еще южнее в пределах Сакмарского аллохтона, кремнистые сланцы сакмарской свиты (S), относящейся, по-видимому, к комплексу континентального склона, тектонически "перетасованы" с пластинами эвгеосинклинальных и рифтогенных комплексов и шарьированы вместе с ними на запад [Руженцев, 1976].

Аллохтонные массы сланцевых формаций представляют достаточно сложный пакет доскладчатых тектонических покровов. Судя по Нязепетровскому аллохтону [Смирнов, 1972; Камалетдинов, 1974; Плюснин, 1971], в подстилающих породах автохтона также существуют доскладчатые покровы (рис. 40). Однако такие структуры по имеющимся данным не распространяются далеко вниз от подошвы сланцевых аллохтонов.

На доскладчатую покровную структуру накладывается совершенно иной тип структур, главным структурным элементом которого является гигантская негативная структура - Предуральский краевой прогиб. Конседиментационный характер этой структуры, заложившейся и развивавшейся в течение верхнего палеозоя - триаса (на юге только раннего триаса), обоснован во многих

фундаментальных работах и не требует аргументации [Богданов, 1947; Руженцев, 1948; Хворова, 1961; Перфильев, Херасков, 1964]. Можно полагать, что поднятия (Центрально-Уральское, Башкирское и др.), обрамляющие прогиб с востока, также начали формироваться в верхнем палеозое.

Наиболее характерный тип структур миогеосинклинали – линейные сжатые складки и сопровождающие их чешуйчатые надвиги и шарьяжи. В отличие от шарьяжей, описанных выше, эти надвиги и шарьяжи не смяты и должны рассматриваться как соскладчатые или послескладчатые. Эти структуры составляют важнейший морфоструктурный элемент западного склона Урала – западно-уральскую зону линейных складок, приуроченную к восточному борту краевого прогиба, сложенному преимущественно среднепалеозойскими миогеосинклинальными толщами. Эта зона отделяет краевой прогиб от обрамляющих его с востока положительных структур с широким распространением докембрийских пород. Зона линейных складок на юге расплывается и становится менее четкой, а в северной части Урала пересекает наискосок краевой прогиб (гряда Чернышова). Здесь появляются и другие зоны подобного типа, как уральского, так и северо-западного простирания (Пайхойский антиклинорий, гряда Чернова). Подробная характеристика этих зон на севере Урала проведена в работах В.Н. Пучкова [19756], Н.И. Тимонина [1975] и автора [Перфильев, 1968].

Складки и чешуйчатые надвиги имеют отчетливую западную вергентность, нарастающую в восточном направлении. Движение масс в западном направлении характерно и для послескладчатых шарьяжей. Особенно хорошо морфология этих структур была изучена в Башкирии [Камалетдинов, 1974], где картировочные данные дополнены профилями глубоких скважин. Амплитуда перемещения по надвигам оценивается в первые десятки километров.

Структуры рассматриваемого типа привели к резкому обособлению положительных структур, сложенных преимущественно докембрийскими метаморфитами (Центрально-Уральское, Башкирское поднятия и др.), которые в большинстве случаев граничат с зоной линейных складок по надвигам.

Складчато-чешуйчатые структуры палеозойского чехла дискордантны по отношению к вариссийским структурам докембрийского основания. Для последнего характерны широкие линейные складки продольного изгиба, осложненные крутыми разломами, иногда слегка вытянутые мульды [Перфильев, 1968; Камалетдинов, 1974; Пучков, 19756]. Это позволяет предполагать срыв палеозойского чехла с пород фундамента, который осуществлялся, вероятно всего, под действием "штампа" эвгеосинклинальных масс, двигавшихся с востока.

Относительная последовательность формирования структур миогеосинклинальной зоны устанавливается довольно хорошо. Наиболее древние – доскладчатые покровы, связанные с шарьированием формаций континентального склона на шельфовый комплекс. На эти структуры накладывается Предуральский конседиментационный прогиб. Чешуйчатые надвиги и линейная складчатость – наиболее поздние структуры. Возможно, начало их формирования совпадает с конседиментационным прогибанием, однако окончательное становление этих структур произошло в раннем мезозое.

ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА ВОСТОЧНОГО СКЛОНА

Мы ограничимся рассмотрением структурных соотношений эвгеосинклинальных серий с обрамлением и главных формационных зон между собой.

Эвгеосинклинальные толщи повсеместно контактируют с западным обрамлением тектонически. (Подробнее эти соотношения были охарактеризованы в главе III). На севере (Полярный Урал) они надвинуты на миогеосинклинальные комплексы. Надвиг, как и породы кровли и подошвы, наклонен на восток под углом 40–50°.

Южнее, на Северном Урале, западной границе эвгеосинклинальных серий отвечает мощная зона рассланцевания шириной до нескольких километров.

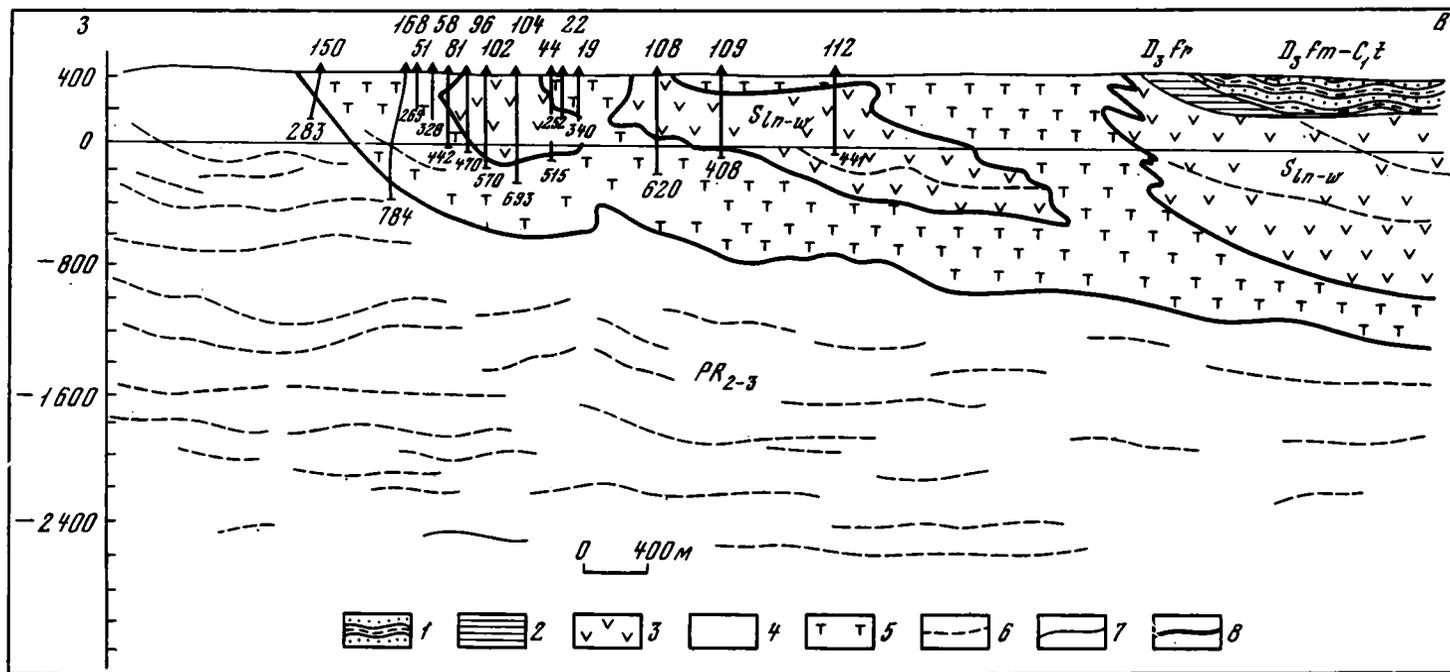


Рис. 41. Геологический разрез через Бойгускарковский гипербазитовый массив [Камалетдинов, 1974]

1 - фаменский ярус верхнего девона - низы нижнего карбона, зилаирская серия (песчаники, аргиллиты); 2 - франкий ярус, мукасовский горизонт (крем-

нистые сланцы); 3 - нижний силур (вулканогенно-осадочные образования); 4 - средний и верхний рифей (метаморфические сланцы); 5 - гипербазиты; 6 - сейсмические отражающие площадки; 7 - стратиграфические границы; 8 - тектонические контакты

Породы в пределах этой зоны превращены в динамосланцы и содержат суб-глаукофан. Здесь же появляются узкие, иногда кулисообразно подставляющие друг друга тела серпентинитовых тектонитов (Салатимский пояс). Кливаж динамосланцев крутой, почти вертикальный. Судя по наблюдениям Ю.С. Каретина [1971], кливаж – секущий по отношению к слоистости вулканитов, имеющих восточное падение под углом 30–40°. По-видимому, эта сложная зона разлома имеет сдвиговую компоненту, на что неоднократно указывал Л.М. Минкин.

Уже на широте г. Нижние Серги и Тагильского массива разлом становится более пологим (падение на восток порядка 40°). Зеленокаменные серии Тагильской зоны, подстилаемые габброидами Тагильского массива, надвинуты здесь на рифейские толщи. Надвиг доказывается не только геологическими, но и сейсмическими данными [Соколов, 1974]. Западнее, в Нязепетровском аллохтоне верхняя пластина сложена эвгеосинклинальными образованиями (ордовикская диабазовая формация внизу и субшелочные вулканиты турьинской свиты вверху), что позволяет рассматривать их в качестве останца единого с Тагильской зоной доскладчатого тектонического покрова, сохранившегося в ядре Нязепетровской синформы [Самыгин, Селиверстов, 1977].

На Среднем и Южном Урале эвгеосинклинальные серии повсеместно надвинуты на рифейские комплексы Уралтауского антиклинория. Практически везде в подошве эвгеосинклинальной пластины распространена мощная зона мономиктового (а на юге и полимиктового) серпентинитового меланжа, включающего иногда довольно крупные целиковые массивы гипербазитов и менее крупные габброидов, а также глыбы и линзы вулканитов, известняков и кремнистых пород. Этот контакт был разбурен в районе Байгускарковского массива (рис. 41). Серпентинитовый меланж этого массива лежит в основании девонских вулканитов Западной зоны и тектонически подстилается метаморфическими породами Уралтауского антиклинория, которые по сейсмическим данным прослежены достаточно далеко на восток под эвгеосинклинальные серии.

Западнее, в пределах миогеосинклинальной зоны, в крупных синформных складках сохранились останцы эвгеосинклинального покрова. Северный из них, Кракинский, детально изучен Т.Т. Казанцевой [1970б]. Крылья синформ сложены девонско-нижнекаменноугольными песчаниками зилаирской свиты. Выше выделяется мощная пластина апогарцбургитовых серпентинитов, в основании которой почти повсеместно прослеживается серпентинитовый меланж мощностью до нескольких сотен метров. В меланже "плавают" глыбы гипербазитов, силурийских вулканитов и кремней. На гипербазитовой пластине местами сохранились остатки следующей пластины, сложенной вулканогенно-осадочными породами силура и девона.

Южнее близкую тектоническую позицию занимает Сакмарский аллохтон. Эта структура в самое недавнее время была детальнейшим образом изучена и достаточно подробно описана [Руженцев, 1976]. Отметим лишь, что она представляет необычайно сложный пакет тектонических пластин, смятых в складки разного типа. Здесь тектонически совмещены пластины разной формационной принадлежности (комплексы рифтогенной стадии, континентального склона и эвгеосинклинальные комплексы).

В целом, можно довольно уверенно говорить о том, что эвгеосинклинальные комплексы в большинстве случаев отчетливо шарьированы на западное обрамление эвгеосинклинали. Тектонические пластины были впоследствии смяты в сложные складки и разбиты разломами. Это шарьирование началось довольно рано (см. главу III) и, несомненно, продолжалось вплоть до нижнего карбона. Во всяком случае, эвгеосинклинальные пластины перекрывают отложения зилаирской свиты (D_3-C_1) в южном секторе Урала, а в северном и более молодые толщи карбона.

Амплитуда надвигания эвгеосинклинальных серий на структуры Западного обрамления неизвестна. Однако на вывод об их сильном тектоническом сближении наталкивают следующие соображения.

На севере Урала сланцы континентального склона были вовлечены в тектонические деформации только в нижней перми, а снос терригенного материала с востока ощущается только с карбона (на юге с девона). До этого времени континентальная окраина переживала период спокойного погружения, не компенсируемого осадконакоплением. Непосредственно же к востоку от полосы распространения сланцевых формаций располагается палеоокеаническая область, стиль развития которой был совершенно иным; интенсивные деформации переходной стадии развития, связанные со сжатием и образованием размытых поднятий, начались еще в силуре (венлок на севере, лудлов на юге), т.е. значительно раньше, чем в смежной части континентального склона. Более того, в низах эвгеосинклинальных серий, вблизи их границы со структурами западного обрамления, прерывистой полосой прослеживаются проявления среднепалеозойского эклогит-глаукофан-сланцевого метаморфизма с абсолютным возрастом, по В.И. Ленных [1974], 400 ± 20 млн. лет.

Широко распространено мнение о том, что подобный метаморфизм отражает условия сверхдавлений и трассирует поверхности грандиозных надвигов. Тот факт, что эти грандиозные среднепалеозойские события в эвгеосинклинали не нашли никакого отзвука в развитии края палеоконтинентального обрамления, может быть объяснен лишь тектоническим сближением этих структур в позднем палеозое. Действительно, гипотетическая среднепалеозойская зона глубинного надвигания, наиболее ярким проявлением которой является эклогит-глаукофановый пояс, прослеживается на Урале далеко не повсеместно (например, она практически отсутствует на юге Среднего Урала). Но и там, где она развита довольно широко, часто наблюдается срезание ее более молодыми надвигами, выраженными в виде широких зон дробления, рассланцевания и зеленосланцевого диафтореза, серпентинитовых тектонитов и меланжа, образование которых местами достоверно датируется поздним палеозоем (в этих деформациях участвуют фаунистически охарактеризованные девонские и каменноугольные отложения).

Восточная граница эвгеосинклинальной зоны повсеместно перекрыта мезозой-кайнозойским чехлом и ее строение практически не изучено. Косвенным указанием на характер этой границы является строение Денисовской зоны на Южном Урале, наиболее восточном из обнаженных участка эвгеосинклинали. Здесь распространены типичные эвгеосинклинальные образования силура и девона и наряду с ними песчано-сланцевые образования того же возраста, имеющие миеосинклинальный характер. В пределах этой зоны широко развит серпентинитовый меланж, который нередко приурочен к контактам двух упомянутых типов разреза. Вся обстановка очень напоминает ту, которая хорошо изучена в пределах Сакмарского аллохтона. Вполне правомерно предположить поэтому, что и по восточной границе эвгеосинклиналь надвигута на образования восточного ее обрамления.

Соотношение эвгеосинклинальных серий с метаморфическими комплексами

Эти соотношения в настоящее время изучены крайне недостаточно. Более того, далеко не всегда ясен возрастной объем метаморфит, хотя, по-видимому, не вызывает сомнений, что в той или иной мере в них вовлечены и докембрийские породы.

В Сысертско-Ильменогорской сложной антиклинальной структуре выделяются три структурных комплекса [Кейльман, 1974]. Нижний (шумихинская серия докембрия) слагает ядра частных куполов, средний (стабильно метаморфизованные эвгеосинклинальные образования черновской серии нижнепалеозойского (?) возраста) – межкупольные зоны и верхний (ордовикские и силурийские толщи Западной формационной зоны) – крылья и периклинальные замыкания антиклинальной структуры в целом. Эти комплексы разделены поверхностями слабовыраженного структурного несогласия, вблизи которых концентрируются тела серпентинитов. Представляется вполне правомерным рассматривать

эти комплексы в качестве тектонических пластин, смятых в складки. Докембрийские образования слагают самую нижнюю (параавтохтонную) пластину, а эвгеосинклинали — две верхние.

Талдыкский гнейсово-мигматитовый комплекс выходит в ядре Восточно-Мугоджарского антиклинория (см. рис. 38). Зеленокаменные серии (S), обрамляющие с запада метаморфиты, отделены от них крутыми поздними разломами. В бассейне р. Борло эта граница образует сложный дугообразный изгиб на восток. Здесь силурийские вулканы Западно-Мугоджарского синклинория тектонически залегают на метаморфитах и перекрывающих их породах девонско-нижекаменноугольного возраста (рис. 42). В контакте развиты бластомилониты зеленосланцевого уровня метаморфизма. Породы кровли и подошвы надвига, а также сланцеватость бластомилонитов имеют западные падения под углом 30–40°.

В пределах антиклинория палеозойские образования эвгеосинклинали облика сохранились фрагментарно, преимущественно внутри протяженных грабен (Балкымбайский, Старокарабутацкий). В Старокарабутацком грабене фаниты и кремнистые породы силурийского возраста [Кориневский, 1972] слагают тектоническую пластину, залегающую на терригенных породах балаталдыкской свиты (D₃–C₁). Как видно из рис. 43, А, Б, этот покров вместе с породами "постели" смят в дополнительные складки.

Вулканогенно-осадочные породы (диабазы, кремнисто-глинистые сланцы и залегающие выше туфы и туфоконгломераты андезито-базальтового состава) тойманской свиты (ордовик – силур) слагают тектонический покров, выполняющий ядро синформной складки в осевой части Балкымбайского грабена. Они подстилаются отложениями балаталдыкской свиты (D₃–C₁; рис. 44). В других случаях спилиты, диабазы и роговообманковые метагаббро (рис. 45) или кремнисто-глинистые сланцы с пачками основных вулканитов (рис. 46), сопоставимые с палеозойскими эвгеосинклиналиными сериями, также оказываются подвинутыми на более молодые (D₃–C₁) толщи. Конформность разломов со структурой выше и ниже лежащих пород позволяет предположить, что и в этих случаях мы имеем дело с фрагментами смятых тектонических пластин. Естественно, что это не исключает дискордантных "козырьков", возникающих при последующей деформации.

Таким образом, во всех изученных случаях эвгеосинклинали серии слагают остатки смятых и разбитых разломами тектонических пластин, залегающих на метаморфитах или на палеозойском чехле этих метаморфит.

Соотношение формационных зон эвгеосинклинали между собой

Выделенные выше формационные зоны Уральской палеозойской эвгеосинклинали закономерно сочетаются друг с другом в пространстве. Тагильская зона выделяется в северной половине Урала, прослеживаясь с меридиональным и севернее с северо-восточным простираем вдоль Урала. Это самая западная зона. Тагильская зона структурно представляет собой несколько деформированную моноклинал, погружающуюся на восток. В западной части моноклинал осложнена синклиальной структурой, в ядре которой сохранились остатки пластины меланократового фундамента (платиноносные массивы). Это, видимо, один из самых ранних этапов шарьирования, так как шарьяй запечатывается верхнесилурийскими габбро-норитами и плагиогранитами. Отложения Тагильской зоны надвинуты на комплексы западного обрамления и сами также представляют крупную тектоническую пластину.

Восточнее ее на Среднем и Северном Урале располагается Западная зона, имеющая северо-северо-восточное простираем. В северной части Западная зона надвинута на Тагильскую. Контакт отвечает Серовско-Маукский пояс серпентинитовых меланжей, располагающийся в основании этой тектонической пластины. Надвигание этой пластины на Тагильскую подтверждается сейсмическими данными [Соколов, 1974]. Южнее эта тектоническая пластина пос-

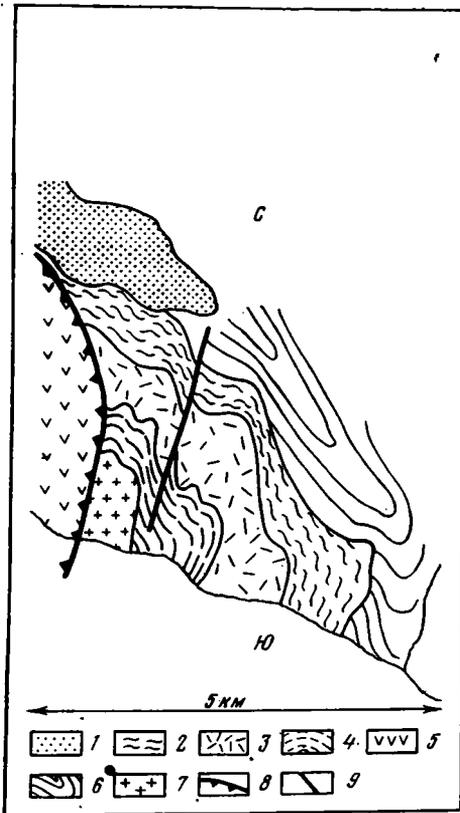


Рис. 42

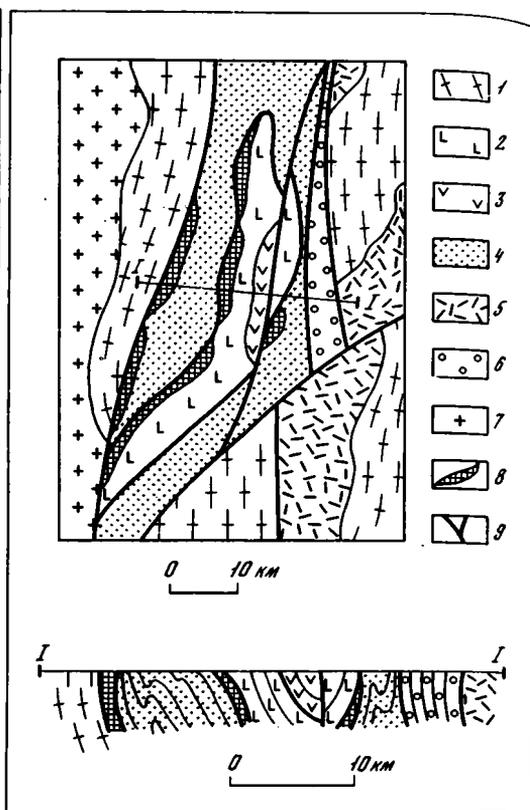


Рис. 44

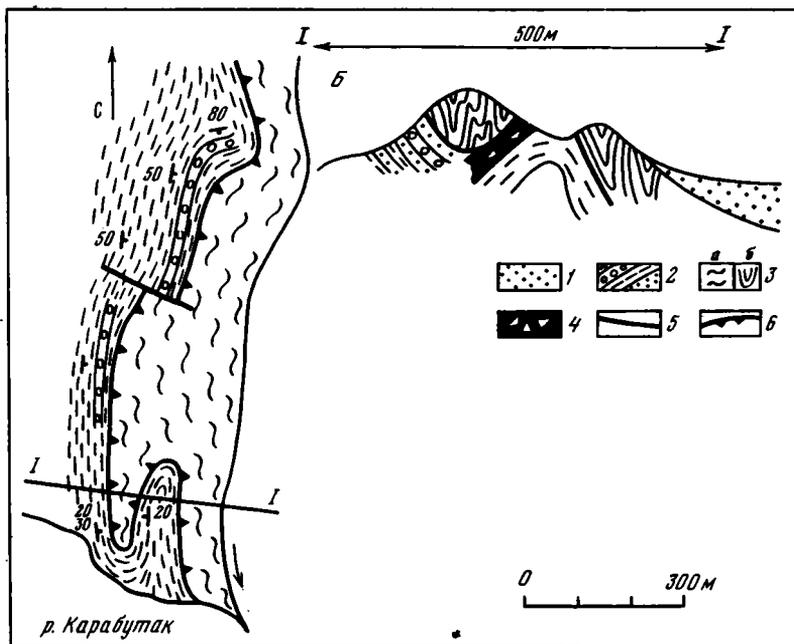


Рис. 43

тепенно перекрывает Тагильскую и на Южном Урале тектонически залегают уже непосредственно на комплексах западного обрамления, перекрывая большие пространства миогеосинклинальной зоны (Кракинский и Сакмарский аллохтоны). В ее основании повсеместно прослеживается серпентинитовый меланж. Помимо включений пород, отвечающих нижним членам разреза Западной зоны, и обломков меланократового основания в меланже содержатся глыбы ордовикских диабазов и девонских известняков, которые можно рассматривать как тектонические отторженцы толщ, слагающих Тагильскую зону. Эти включения в меланже прослеживаются вплоть до южного окончания Уралтауского антиклинория и косвенно указывают на присутствие формаций Тагильской зоны под тектонической пластиной Западной формационной зоны. Такое соотношение зон предполагает, что относительное перемещение Западной зоны на запад увеличивается в южных частях Урала. С этим предположением вполне согласуется и строение Западной тектонической пластины. На Среднем Урале и на севере Южного (вплоть до Сысертско-Ильменогорской антиклинальной структуры) в основании пластины сохранились формации океанической стадии (поляковская свита и ее аналоги) и крупные целиковые массы пород меланократового основания, их подстилающие (Серовско-Маукский пояс, Нуралинский массив и т.д.). Южнее вся нижняя часть пластины тектонизирована; она представляет отдельные блоки внутри серпентинитового меланжа. Крупные массивы пород меланократового основания (Хабаринский, Кемпирсайский) слагают самостоятельные тектонические пластины и не входят в единый разрез с остальными эвгеосинклинальными сериями.

Западная зона построена очень сложно, особенно в пределах Сакмарского аллохтона. Ее более внутренние части построены проще. Пластина представляет деформированную моноклинал с генеральным восточным падением пластов. На Среднем Урале углы наклона крутые (почти вертикальные), южнее они становятся положе ($30-40^{\circ}$). Плоскость надвига, ограничивающего снизу пластину, согласна напластованию пород и деформирована в целом конформно с деформацией самой пластины. Рассматриваемая пластина, в свою очередь, состоит из тектонических пластин второго порядка, однако такие шарьяжи выявлены только в отдельных местах (север Сакмаро-Вознесенской зоны).

Рис. 42. Соотношение вулканитов Западно-Мугоджарского синклиниория с Восточно-Мугоджарским антиклинорием на междуречье Борло и Кандыкара

1 - четвертичные отложения; 2 - кварциты (D_3-C_1); 3 - кислые эффузивы (D_3-C_1); 4 - blastsмилониты и динамосланцы по эффузивам и кварцитам (D_3-C_1); 5 - основные эффузивы (S); 6 - кристаллические сланцы (PCm?); 7 - граниты; 8 - Борлинский надвиг; 9 - разлом

Рис. 43. Геологическая схема участка Старокарабутакского грабена и разрез через его западное крыло

1 - четвертичные отложения; 2 - песчаники, алевролиты, конгломераты (балаталдыкская свита, D_3-C_1); 3 - кремнистые сланцы (S): а - на карте, б - на профиле; 4 - серпентинитовый тектонит; 5 - разломы; 6 - поверхностный шарьяж

Рис. 44. Схематическая геологическая карта и разрез южной части Балкымбайского грабена в бассейне р. Ула-Талдык

1 - докембрийские породы; 2, 3 - тойманская свита (O_3-S); 2 - спилиты и диабазы; 3 - порфиры, туфы, туфоконгломераты; 4 - песчаники и алевролиты (балаталдыкская свита, D_3-C_1); 5 - кварцевые порфиры и гранит-порфиры (D_3-C_1); 6 - пермские отложения; 7 - гранитоиды; 8 - серпентинитовые тектониты; 9 - разломы

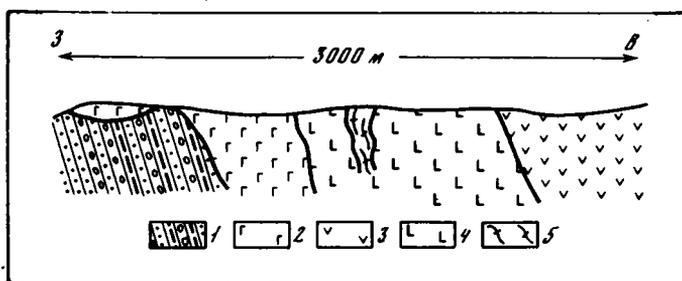


Рис. 45. Соотношение пород балаталдыкской свиты с эвгеосинклинальными образованиями на р. Шолак-Кайракты

1 - балаталдыкская свита (D_3-C_1); 2 спилиты (S); 3 - диабазы и габбро-диабазы; 4 - роговообманковые габбро; 5 - плагиогранофиры

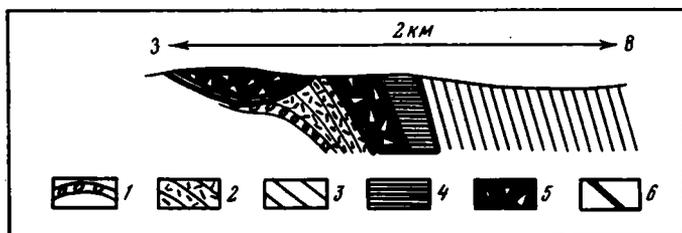


Рис. 46. Соотношение нижнепалеозойских (?) сланцев и метавулканитов с девонско-нижнекаменноугольными отложениями на р. Бала-Талдык

1 - конгломераты (D_3-C_1); 2 - порфириды и их туфы (D_3-C_1); 3 - сланцы ($PZ_1?$); 4 - гипербазиты; 5 - меланж; 6 - тектонические контакты

Время шарьирования устанавливается довольно точно по появлению нижедевонских олистостромовых толщ и по запечатыванию шарьяжей верхнедевонскими отложениями (а в Сакмарской зоне и среднедевонскими), что отмечалось в главе третьей.

Осевая зона прослеживается с северо-северо-восточным простиранием, обрамляя с востока Западную зону. Соотношение этой зоны с Западной неясно. На Среднем Урале в ряде мест геологическими и геофизическими данными доказывается надвигание Западной зоны на восток на Осевую (бассейн рек Синара и Богаряк). Однако это молодые, дискордантные по отношению к внутренней складчатой структуре самой зоны разломы, которые по простиранию уходят внутрь Осевой зоны. Вдоль этих надвигов, там, где они разграничивают зоны, нередко появляется серпентинитовый тектонит. На широте Магнитогорска Осевая зона надвинута на запад, на Западную, а к контакту приурочен серпентинитовый меланж. Внутренняя структура Осевой зоны неясна. Породы ее смяты в сложные складки, в которых отмечается как западная, так и восточная вергентность. Восточная вергентность характерна для восточных частей зоны. Судя по многочисленным полосам серпентинитового меланжа, согласных со складчатой структурой вулканогенно-осадочных пород, можно предполагать, что наиболее ранними структурами здесь были частные тектонические покровы, смятые впоследствии в складки.

Соотношение Осевой зоны с Восточно-Уральской практически не изучено. В большинстве случаев их контакт стратиграфически перекрыт каменноугольными отложениями, залегающими несогласно на более древних толщах. В некоторых местах (обрамление Челябинского массива) граница зон трассируется серпентинитовым меланжем, образующим полосу, согласную (в плане) со структурой вмещающих пород. Однако характер этого контакта неясен. Для

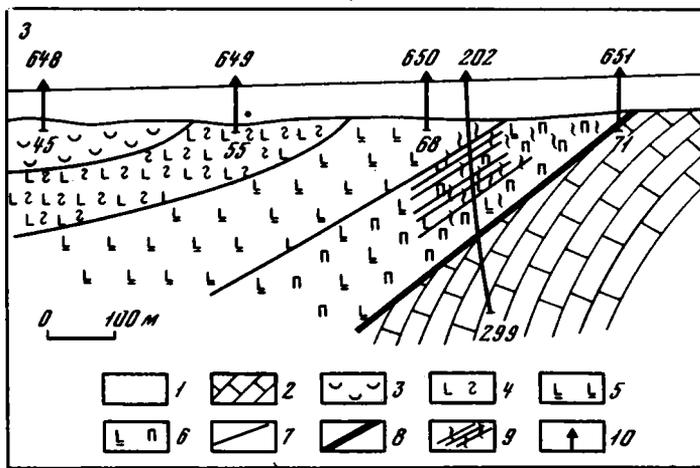


Рис. 47. Геологический разрез зоны Кизилковского надвига в районе оз. Колтубан [Камалетдинов, 1974]

1 – четвертичные отложения (глины, пески); 2 – известняки кизилковской свиты визейского яруса; 3–6 – средний девон, живетский ярус, улутауская свита: 3 – туфы и туфопесчаники, 4 – порфириды плагиоклазовые, 5 – порфириды пироксеновые, 6 – порфириды пироксен-плагиоклазовые и вулканическая брекчия; 7 – стратиграфические границы; 8 – тектонический контакт; 9 – зона дробления; 10 – скважины

внутренних структур Восточно-Уральской зоны характерна отчетливая восточная вергентность складчатых структур.

Из краткого обзора можно сделать несколько выводов. Формационные зоны, которые выделены по времени смены в них океанической стадии переходной, представляют крупные и сложные тектонические пластины, последовательно надвинутые друг на друга. В основании пластин (Войкарская пластина Полярного Урала, пластина Западной формационной зоны в Магнитогорском синклиории) сохраняется более или менее полный разрез коры палеоокеанической структуры от комплексов меланократового основания внизу до комплексов переходной стадии вверху. По мере шарьирования низы разреза пластин дезинтегрируются и превращаются в серпентинитовый меланж. Вполне логично связывать начало процессов надвигания со сменой океанической стадии переходной в соответствующей зоне. Хронологическое совпадение начала надвигания с возрастной границей океанической и переходной стадий подтверждается появлением на этом уровне олистостром и серпентинитовых песчаников, слагающих отдельные блоки внутри серпентинитового меланжа подошвы пластины.

Тагильская, Западная и, вероятно, Осевая тектонические пластины перемещались в западном направлении, последовательно надвигаясь друг на друга и на континентальное обрамление палеоокеанической структуры. Эти пластины в дальнейшем были интенсивно дислоцированы, местами приобрели крутое, почти вертикальное залегание и разбиты поздними разломами.

В восточной части палеоокеанической структуры вергентность, как отмечалось, становится восточной и появляются наклоненные на запад надвиги, по которым перемещение масс происходило в восточном направлении.

Надвиги с восточным перемещением масс появляются и в Осевой зоне, где они местами доказаны бурением (Кизильский надвиг, рис. 47), но здесь они сравнительно редки. Эти надвиги обычно дискордантны к складчатой структуре пород висячего и лежащего крыльев. Для некоторых из таких надвигов геологически доказан сравнительно молодой (послеизвестнокаменноугольный) возраст [Камалетдинов, 1974; Г.Ф. Червяковский, С.Г. Червяковский, 1972]. По геофизическим данным также установлено, что надвиги с запад-

ным падением сместителя моложе надвигов, погружающихся на восток [Соколов и др., 1972].

Вполне правомерно предположение о том, что восточная вергентность структур появилась позже, нежели началось движение масс на запад. С конца раннего карбона в западной части происходило надвигание эвгеосинклинальных серий на запад, в восточной на восток.

На рассмотренную выше структуру накладываются крупные положительные и отрицательные элементы, выделяющиеся на Урале под названием прогибов и поднятий. В южной части Урала к таким структурам относится Магнитогорский прогиб на западе, Восточно-Уральское поднятие в центральной части (на юге ему отвечает Восточно-Мугоджарский антиклинорий) и Восточно-Уральский прогиб на востоке эвгеосинклинальной зоны. Прогибы выполнены преимущественно эвгеосинклинальными сериями, поднятие характеризуется необычайно широким распространением гранитоидов ("Главная гранитная ось" Урала) и, наряду с эвгеосинклинальными образованиями, метаморфических пород, среди которых, несомненно, появляются и докембрийские метаморфиты. Это поднятие прослеживается с меридиональным простиранием до среднего Урала. Здесь появляется несколько параллельных поднятий того же типа (Сысертско-Ильменогорское, Салдинское и др.) и по существу почти весь обнаженный поперечник эвгеосинклинали представляет собой зону распространения гранитоидов и метаморфических пород, среди которых присутствуют и древние метаморфиты. "Гранитная ось Урала" с долготным простиранием прослеживается по данным геофизики далее на север; под чехлом вдоль всего Урала.

Данные глубинного сейсмического зондирования и гравиметрические данные однозначно указывают на утолщение гранитного слоя в зонах таких "гранитных" поднятий по сравнению со смежными прогибами [Соболев, 1972].

Помимо сложных складчатых деформаций, приуроченных к рассматриваемым поднятиям, весьма характерны для них гранитно-гнейсовые купола с присущими им тектоническими структурами (складки наволакивания, межкупольные килевидные синклинали, дугообразные простирания складчатых структур, огибающих купола, и т.д.). Наиболее изучена внутренняя структура Сысертско-Ильменогорского "гранитного" поднятия. Это по существу система сближенных гранитно-гнейсовых куполов, образующих вместе с метаморфизованными эвгеосинклинальными сериями межкупольных депрессий единую антиклинальную структуру. Антиклиналь имеет крутые крылья, на некоторых сечениях она приобретает форму изоклинальной, наклоненной на запад складки, на некоторых имеет веерообразную форму. Южная периклиналь структуры построена просто [Панков, 1971]: породы здесь сравнительно полого погружаются в южном направлении. Северное периклинальное замыкание изучено хуже и, видимо, осложнено дополнительными складками.

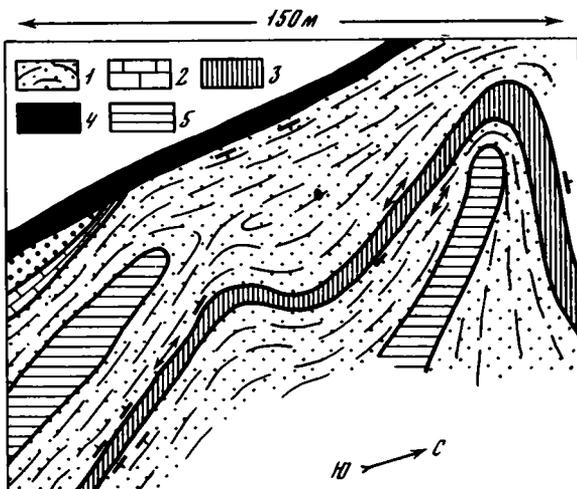
Такие же гранитно-гнейсовые купола (или их зоны) в самые последние годы устанавливаются и в других частях Восточно-Уральского поднятия. На юге, в Мугоджарах, видимо, мы имеем более глубокий эрозионный срез, в результате чего докембрийские метаморфиты занимают большую площадь. Севернее, напротив, более распространены погребенные купола, а гранитоиды представляют собой слегка перемещенные массы. Однако и среди них появляются метаморфические породы докембрийского возраста.

Отмеченные выше прогибы и поднятия не считаются с рассмотренной ранее структурно-формационной зональностью. Более того, на юге они включают в себя часть Осевой зоны, севернее "гранитная ось" под острым углом пересекает ее и уходит в пределы Западной зоны, а Осевая формационная зона оказывается восточнее "гранитных" поднятий.

Возраст гранитоидов, слагающих основную часть массивов "гранитной оси", — верхнепалеозойский, хотя в некоторых местах (особенно на юге, в Мугоджарах) есть и верхнедевонско-нижнекаменноугольные гранитоиды. Анализ фаций нижнекаменноугольных отложений показал, что отмеченные выше крупные структуры в какой-то мере контролируют осадконакопление и вулка-

Рис. 48. Аксиональные складки в породах балаталдыкской свиты (D₃-C₁) на р. Балаталдык

1 - песчаники и алевролиты; 2 - известняки; 3 - маркирующий горизонт пестрых сланцев; 4 - серпентинитовый тектонит; 5 - зоны вторичного окварцевания



нием этого времени. Вполне допустимо предположение о нижнекаменноугольном времени заложения этих крупных структур, которые, очевидно, активно развивались в течение всего верхнего палеозоя.

Горизонтальные движения, которые наряду с покровообразованием приводили и к складчатым деформациям, развивались длительно, не только до формирования рассматриваемых выше структур, но и одновременно или после этого. Это показано для детально изученных структур Сакмарской зоны и подтверждается в более внутренних зонах. Так, в Сакмаро-Вознесенской зоне (Западный борт Магнитогорского прогиба) отложения зилаирской свиты (D₃-C₁) неогласно перекрывают серпентинитовый меланж основания Западной тектонической пластины и вместе с ней, в свою очередь, надвинуты на метаморфические породы Уралтауского антиклинория. Горизонтальное сжатие продолжается и позднее, в посленижнекарбовое время. На юге Урала оно не было существенным (каменноугольные отложения Берчогурской мульды лежат почти горизонтально), а по направлению на север интенсивность такого сжатия увеличивается. Уже в Магнитогорском синклинории каменноугольные отложения друто наклонены и здесь появляются надвиги, по которым девонские породы надвинуты на каменноугольные в восточном направлении.

На широте Уфимского амфитеатра (Уфимский шарунг) структуры сжаты наиболее интенсивно; породы практически стоят на головах, повсеместно развит вертикальный кливаж. Часто породы в этой зоне превращены в динамосланцы. По-видимому, с этим же сжатием связана современная структура Сызертско-Ильменогорского "гранитного" поднятия, которое в южной части имеет форму изоклинальной, запрокинутой на запад, а в северной части веерообразной складки.

В северном направлении (в Тагильской зоне) напряженность этих деформаций вновь уменьшается. Тагильская зона в конечной структуре представляет довольно пологую, слегка покоробленную моноклираль, девонские отложения которой в целом наклонены на восток под углом 20-30°.

Все деформации завершились к концу палеозоя - началу триаса. Во внутренних зонах эвгеосинклинали пермские отложения деформированы конформно с каменноугольными, а верхнетриасовые толщи лежат в виде чехла.

Наиболее молодая система дислокаций, все более широко выявляемая на Урале в последние годы, связана с формированием сдвигов, имеющих близкое к меридиональному или северо-северо-восточное простирание. Рассмотрим эти дислокации на примере Балкымбайского и Старокарабутагского грабенов Мугоджар.

Балкымбайский грабен расположен внутри докембрийских метаморфических толщ. Это узкая меридиональная структура, при ширине от 1 км до нескольких прослеживается на сотни километров. Внутренняя структура грабена -

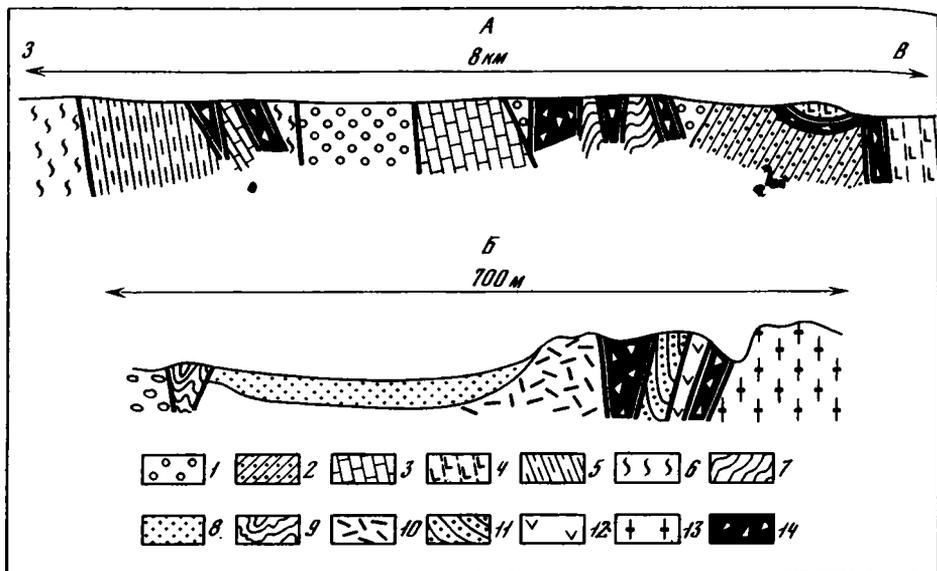


Рис. 49. Геологические разрезы через Старокарабутакский грабен
 А - по р. Уймала, Б - по ручью Джалгызгагаш бассейна р. Уймала

1 - красноцветные песчаники и конгломераты (P?); 2 - песчаники (C₂₋₃); 3 - известняки (C_{1v-n}); 4 - эффузивы (C_{1v-n}); 5 - песчаники балаталдыкской свиты (D₃-C₁); 6 - парасланцы (PZ₁?); 7 - кристаллические сланцы (PC_m?); 8 - четвертичные отложения; 9 - кремнисто-глинистые сланцы (S); 10 - кварцевые порфириды; 11 - алевролиты (D₃-C₁?); 12 - порфириды (C₁?); 13 - гранито-гнейсы; 14 - серпентиниты

синформная. Крутые, почти вертикальные крылья сложены верхнедевонско-нижекаменноугольными карбонатными и терригенными породами (балаталдыкская свита), а ядро - аллохтонно залегающими на них ордовикско-силурийскими зеленокаменными породами (тойманская свита). С обеих сторон грабен ограничен четкими крутыми притертыми разломами, вдоль которых иногда наблюдается незначительная милонитизация и узкие зоны серпентинитовых тектонитов. Терригенные породы западного крыла смяты в классические аксицинальные складки с северо-западным простиранием осей этих складок (рис. 48). Амплитуда аксициналей увеличивается по мере приближения к разлому, ограничивающему грабен, и их простирание становится параллельным краю грабена. Внутри грабена простирания пород становятся параллельными простиранию грабена, а аксицинальные складки, постепенно затухая, исчезают.

Аналогичные рассмотренным структуры и крутое залегание фиксируются и вдоль восточного края грабена. В раме грабена с восточной стороны прослеживается несколько типичных кластических даек, сложенных мраморизованной и перекристаллизованной брекчией нижекаменноугольного известняка. Эти кластические дайки имеют вертикальные стенки и достигают ширины от первых метров до первых десятков метров. Дайки примыкают одним концом к органичивающему грабен разлому и четко прослеживаются в виде цепочки линз в сторону от него в северо-восточном направлении на расстояние до 10-15 км. Вся совокупность структур, связанных с грабеном, не оставляет сомнения в его сдвиговой (в данном случае правосторонней) природе. По простиранию Балкымбайский сдвиг трассируется через Домбаровский район на север и его продолжением являются структуры Челябинского грабена, имеющие уже не меридиональное, а северо-северо-восточное простирание.

Челябинский грабен сложен триасовыми и юрскими вулканическими (траппового типа) и угленосными образованиями большой мощности. Появление

здесь мощного мезозойского грабена динамически вполне оправдано (отклонение линии сдвига к востоку от меридиана), если учесть правостороннее движение по этому сдвигу. Время формирования этой структуры устанавливается как раннемезозойское по отчетливо конседиментационному характеру мезозойских отложений.

Старокарабутацкий грабен расположен вдоль восточного ограничения Восточно-Уральского поднятия. Эта структура представляет сложную систему крутых тектонических клиньев (почти вертикальных), ограниченных такими же крутыми разломами (рис. 49, а, б). Только в тех участках, где грабен расширяется (р. Карабута, см. рис. 43), в его осевой части породы залегают более полого. Тектонические клинья, слагающие эту структуру, имеют разный возраст и состав. Наряду с клиньями докембрийских метаморфит есть клинья различных среднепалеозойских и пермских пород. Клинья нередко расчленены серпентинитовыми тектонитами. По-видимому, этот грабен имеет ту же природу, что и Балкымбайский.

Раннемезозойские субмеридиональные сдвиги широко распространены на Восточном склоне Урала [Плюснин, 1975]. Нередко они совпадают с более ранними поверхностями шарьяжных пластин, сопровождающихся меланжем (Дегтярский сдвиг). Наряду с левобокowymi широко распространены и правобокowe сдвиги.

Анализ палеозойских структур Урала позволяет выделить несколько главных генетических типов деформаций. Следует иметь в виду, что однотипные деформации могут проявляться одновременно в одних и тех же зонах и быть разновременными в разных зонах.

1. Крупные доскладчатые шарьяжи с относительным движением масс на запад. В эвгеосинклинальной зоне проявляются уже в среднем палеозое, достигая максимума интенсивности в верхнедевонско-турнейское время. В миогеосинклинальной зоне шарьяживание запаздывает (C_2-P_1).

2. Надвиги и тектонические пластины с относительным перемещением масс на восток. Проявлены в восточной части эвгеосинклинали. Время движений — верхний палеозой.

3. Крупные конседиментационные прогибы и "гранитные" поднятия, расчленяющие эвгеосинклираль. Время заложения — конец раннего карбона. Конседиментационный краевой прогиб в миогеосинклинали (время заложения — начало позднего палеозоя).

4. Линейные складчато-чешуйчатые структуры с западной вергентностью на западе и восточной на востоке Уральской складчатой системы. Время формирования — поздняя пермь, ранний мезозой.

5. Сдвиги и сопряженные с ними грабены и мелкие шарьяжи. Время формирования — ранний мезозой.

ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Уральская складчатая система имеет сложное строение. В ее состав входят разновозрастные складчатые образования, а земная кора формировалась многоэтапно и, по-видимому, механизм формирования коры в разных зонах и в разное время был различен. К сожалению, докембрийская история Урала еще недостаточно расшифрована и накопленный сейчас материал не позволяет построить даже очень гипотетическую модель формирования коры доуралид. Можно лишь констатировать, что в пределах миегеосинклинальной зоны Западного склона в раннем кембрии, вероятно, существовала достаточно хорошо выраженная континентальная кора. Для южного сектора миегеосинклинали, как отмечалось (см. главу II), характерен тот же дорифейский фундамент, который широко распространен под смежной частью Русской плиты, существовавшей как континентальный блок к началу рифея. Конечно, более сложен вопрос с северным сектором миегеосинклинали и прилегающей части Большеземельской тундры. Широкое распространение вендско-нижнекембрийских вулканоплутонических ассоциаций, гранитоидов и моласс указывает на существование достаточно мощной континентальной коры.

К востоку от Урала, в пределах западной части Центрального Казахстана и севернее под мезозойско-кайнозойским чехлом Западной Сибири к началу палеозоя существовал, по-видимому, довольно мощный гранитно-метаморфический слой [Пейве и др., 1972а]. Достаточно указать рифейские гранитизированные и метаморфизованные образования Улутауского и Кокчетавского поднятий, слагающие фундамент нижнепалеозойских осадочных серий.

Вероятно, массивы с хорошо выраженным "гранитным" слоем разделялись зонами, где этот слой был маломощен или отсутствовал вовсе. К таким зонам, вероятно, следует отнести Калмыккульский прогиб с его спилито-диабазовыми сериями вендско-нижнекембрийского (?) возраста [Минервин и др., 1971] и выделяемые по геофизическим данным вулканогенные прогибы, расположенные западнее [Буш, 1975].

На запад область с таким строением могла распространяться до Русской плиты. На это указывает соотношение уралид и доуралид в Эбетинской антиклинали в западном обрамлении эвгеосинклинали Южного Урала. Непосредственно ниже верхнекембрийско-ордовикских отложений рифтогенного комплекса уралид залегают андезито-дацитовые вулканы и их туфы, которые по формационному характеру сопоставимы с формациями переходной стадии доуралид. В основании комплекса уралид фиксируются базальные конгломераты, но залегают на подстилающих толщах они совершенно согласно. Доуралиды не гранитизированы и по степени метаморфизма не отличаются от перекрывающих отложений. Иными словами, уралиды здесь формируются не на консолидированном складчатом основании, а на остаточной эвгеосинклинальной структуре доуральского этапа.

Возникает естественный вопрос, не продолжает ли палеозойская палеоокеаническая структура развитие более древней, рифейско-кембрийской структуры того же типа? Мне кажется, что имеющийся материал заставляет ответить на это отрицательно. Действительно, ниже палеозойских океанических формаций

отсутствуют (в стратиграфическом соотношении) более древние отложения, а сами они подстилаются породами меланократового основания (океаническая кора). Альтернативная гипотеза предполагает раскалывание сформировавшейся ранее структуры, ее раздвигание и образование новой структуры океанического типа. С таким механизмом вполне согласуется дискордантность структурного плана доуралид и уралид, рифтогенный характер наиболее древних формаций уралид и другие признаки, отмечавшиеся выше.

Раздвигание начинается с образованием сложной рифтовой зоны, заполняющейся соответствующими формациями (S_3-O_1). На начальном этапе, по-видимому, существовала система кулисообразных грабенов (эпиконтинентальных рифтов). Западные рифты (см. главу III) довольно быстро отмирают и к концу кембрия – началу ордовика раздвигание концентрируется в виде единого большого рифта, в котором от периферии к оси наблюдается закономерное изменение осадочных и вулканических пород в сторону океанических образований (см. рис. 19). Возможно, процесс рифтообразования начался несколько раньше на севере и постепенно распространялся на юг. Такое предположение базируется на несколько более древнем возрасте рифтогенных комплексов на севере по сравнению с аналогичными отложениями южного сектора.

По мере раздвигания, в позднем ордовике сформировалась структура с океанической корой, в пределах которой накапливались формации раннего этапа океанической стадии (Тагильская зона). С запада сформировался континентальный склон со своими формационными комплексами, которые перекрыли рифтогенные образования.

Дальнейшее раздвигание привело к тому, что в раннем силуре Тагильская зона сместилась на запад от области активного растяжения, и в ней начали формироваться контрастные натриевые вулканы позднего этапа океанической стадии. В области активного растяжения (Западная и Восточная формационные зоны) в это время образуются спилито–диабазовые серии раннего этапа океанической стадии.

В дальнейшем "конвейер" раздвигания отводит Западную зону на запад, а Восточную на восток от области активного растяжения и в них соответственно формируются контрастные серии и сланцы океанического чехла. В активной области образуются недифференцированные толеитовые серии (S_2-D_1) Осевой зоны.

Предлагаемая схема, как видно, мало чем отличается от модели спрединга, которая лежит в основе новой глобальной тектоники. Мы не приводим целый ряд других деталей, вполне отвечающих таким представлениям (комплексы параллельных даек, линзы обломочных пород меланократового основания в низах разреза океанического чехла и пр.). Некоторые сложности связаны с отсутствием полной симметрии эвгеосинклинали относительно Осевой зоны, которая в принципе должна следовать из гипотезы.

Симметричные западным восточные аналоги рифтогенных комплексов с некоторой долей условности могут быть найдены (см. главу III). К восточным аналогам комплексов континентального подножия, вероятно, относятся силурийские глинистые сланцы, алевролиты и мелкозернистые песчаники Денисовской зоны. Вдоль восточной окраины эвгеосинклинали не удается выделить зоны, аналогичной Тагильской. Возможно, это связано с субдуктивным характером восточной границы, что будет специально рассмотрено ниже.

Наиболее сложный вопрос – это вопрос о формировании меланократового основания в процессе спрединга. Как следует из этой концепции, верхняя мантия и базальтовый слой (в нашем случае дунит–гарцбургитовый комплекс и вышележащие габброиды) должны непрерывно формироваться в зоне спрединга. Геологически мы должны в каждой формационной зоне иметь строго определенный возраст этих комплексов, близкий к возрасту формаций раннего этапа океанической стадии. Никаких данных о возрасте дунит–гарцбургитового комплекса на Урале нет. Более того, как отмечалось, геологические данные скорее свидетельствуют о его более древнем, чем габброиды, возрасте.

Габброиды, амфиболиты и диабазы комплекса параллельных даек связаны с вулканитами океанической стадии и формировались, по-видимому, практически одновременно с ними. Хотя прямых данных о возрасте габброидов нет, вполне допустимо предположение о том, что время их становления, как и возраст вулканитов, закономерно изменяется от периферии палеоокеанической структуры к ее осевой части. В этом случае приходится допускать, что при раздвигании происходило горизонтальное движение по границе гарцбургита и габброидов, что хорошо коррелируется со строением полосчатого комплекса, разделяющего гипербазиты и габброиды (см. главу III). Напомним, что полосчатый комплекс представляет собой зону пластического течения материала в условиях довольно высоких температур и низких давлений. Это соответствует условиям, существующим в современных областях активного растяжения (рифтовые долины срединно-океанических хребтов, зоны раздвигания Японского моря и т.д.), где известен необычайно высокий тепловой поток.

Разумеется, "проскальзывание" на границе Мохоровичича не исключает горизонтального движения и по более глубоким тектоническим поверхностям (поверхности волновода). Однако совершенно очевидно, что геологических данных о движении на столь глубоких уровнях не имеется.

Одновременно с раздвиганием и расширением палеоокеанической структуры, начиная с венлокского времени, в ее западной краевой части (Тагильская зона) начинается процесс тектонического сучивания и формирования коры переходного типа. Краевое положение Тагильской зоны обусловило некоторые особенности тектонического сучивания. Породы меланократового основания были сорваны примерно по границе гарцбургита с вышележащими габброидами (палеограница Мохоровичича) и надвинуты на диабазы океанического комплекса (тектонические пластыны пород платиноносного комплекса). На раннем этапе переходной стадии происходило надвигание пород океанической коры с востока на запад на океаническую же кору. В связи с крайним положением зоны в ее западной части практически не успели сформироваться комплексы позднего этапа океанической стадии.

В западной формационной зоне тектоническое сучивание пород океанической коры и формирование переходной происходило позднее (в течение раннего девона — в начале эйфельского времени). В отличие от краевой (Тагильской) зоны в тектоническое сучивание вовлекались породы контрастной серии и океанического осадочного чехла. На нижних горизонтах коры это сучивание начинается с формирования лежачей складки ("гусеницы"), описанной выше. Движение масс происходит в западном направлении. Этот процесс в среднем девоне захватил всю Уральскую палеоокеаническую структуру (включая Осевую зону).

Тектоническое сучивание, приводящее к последовательному формированию переходной коры, сопровождается изменением типа вулканизма и его состава (см. характеристику раннего этапа переходной стадии), одновременно образуются метасоматические плагиогранитные "подушки", представляющие собой зачатки "гранитного" геофизического слоя.

Центральный (существенно эксплозивный) тип вулканических проявлений, порфиоровый (с многими генерациями порфиоровых вкрапленников) характер вулканитов, возможность предельной дифференциации магм — все хорошо согласуется с условиями тангенциальных сжатий и тектонического сучивания. Естественно предположить, что в такой геодинамической обстановке могут возникнуть локализованные магматические камеры, а возникающие при импульсивном движении пластин вторичные зоны растяжения будут использованы в качестве непостоянных магмоподводящих каналов.

Наиболее сложен вопрос об источниках магм (андезито-базальтовых в своей основе) и плагиогранитизации. Распространенная точка зрения предполагает выплавление андезитов-базальтов на больших глубинах в связи с зонами Заварицкого — Беньофа, наклоненными в сторону континентального блока. В рассматриваемом случае мы не имеем никаких признаков такой зоны. Более того, вдоль западного ограничения Уральской палеоокеанической структуры

наблюдается последовательное надвигание океанической коры в сторону континентального блока.

Нами было высказано альтернативное предположение, согласно которому источником андезито-базальтов и плагиогранитизации являются процессы метаморфической дифференциации и палингенеза в самой океанической коре, сопровождающей процесс скучивания [Павленко и др., 1975]. В лежащем крыле "гусеницы", сложенной породами океанической коры, или в подошве глубинного шарьяжа в процессе метаморфизма происходило выплавление андезито-базальтовых магм. Их отличие от толеитов объясняется тем, что в метаморфизирующую массу вовлекаются, наряду с габброидами и толеитами, осадочные породы океанического чехла. Последние, как показали недавние исследования [Коссовская, Шутов, 1976], в современных океанических структурах резко обогащены не только кремнеземом, но и K_2O . Плагиогранитизация в рамках этих представлений является результатом метаморфической и магматической дифференциации вещества океанической коры в большом масштабе, сопровождающей тектоническое скучивание. Дифференциация происходит в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и приводит к формированию в верхах коры автохтонных и параавтохтонных плагиогранитов, а в нижних ее горизонтах — амфиболитов и габбро-амфиболитов.

Разумеется, предложенная нами схема должна иметь достаточно глубокое геологическое и геохимическое обоснование для того, чтобы рассматриваться в качестве одной из возможных гипотез.

Независимо от гипотез образования андезито-базальтов и плагиогранитов, можно констатировать, что при тектоническом скучивании океанической коры происходят сложные метаморфические преобразования и образуется "гранитный" слой за счет гранитизации вещества самой океанической коры. В рассматриваемом случае можно говорить лишь о зачаточном, не повсеместном формировании "гранитного" слоя. Такой тип развития, когда новый "гранитный" слой образуется в результате многократного тектонического сдвигания пород океанической коры и ее гранитизации, может быть назван автохтонным.

Относительное движение на запад пород океанической коры приводит в конечном счете к их надвиганию на континентальный блок Русской плиты (или пододвиганию последнего под Уральскую эвгеосинклинали). Нам представляется, что это фиксируется появлением формационного комплекса позднего этапа переходной стадии. Такая трактовка хорошо объясняет состав и внутреннее строение формации этого этапа и геохимические особенности вулканитов (см. главу III). Вероятно, с этим же связана исключительная свежесть вулканитов (отсутствие зеленокаменных изменений). Напомним широко известный факт почти полного отсутствия зеленокаменного метаморфизма вулcano-плутонических ассоциаций не только наземных, но и морских, формирование которых на коре континентального типа не вызывает сомнений [Моссаковский, 1975].

Процесс надвигания океанической структуры на континент во времени закономерно мигрирует от внешних частей эвгеосинклинали к внутренним. В крайней части (Тагильская зона) породы океанической коры оказались надвинутыми на континентальную уже в конце силура — самом начале девона. В это время еще можно предполагать в той или иной мере действие "конвейерного" механизма с раздвиганием в осевой части палеоокеанической структуры и надвиганием океанических масс на континент Русской плиты (в Осевой зоне в раннем девоне формировались спилито-диабазовые серии океанической стадии).

Позднее, начиная со второй половины эйфельского века весь поперечник эвгеосинклинали был охвачен процессом тектонического скучивания, так что с этого времени приходится предполагать относительное сближение континентальных масс западного и восточного обрамления палеоокеанической структуры и их активную роль в этом скучивании.

В середине девона кристаллическое основание Русской плиты оказалось пододвинутым под всю или большую часть Западной формационной зоны, что фиксируется сменой формаций раннего этапа переходной стадии формациями

позднего ее этапа. Вероятно, многократный процесс пододвигания фундамента сопровождался локальным палингенным гранитообразованием в нем и формированием гранитно-гнейсовых куполов с их метаморфическими ореолами. Такой механизм объясняет трехкратный метаморфизм в Сысертско-Ильменогорском куполе (см. главу III), причем становится понятным, что ранний этап метаморфизма (силурийский) не проявился в верхней (ордовикско-силурийской) пластине (Сланцевое обрамление). Докембрийский параавтохтон вместе с нижней эвгеосинклинальной пластиной (гнейсовое ядро) были пододвинуты под породы сланцевого обрамления только в среднем - позднем девоне и "запечатаны" вместе следующим этапом гранитизации и диапиризма (370 млн. лет).

Наиболее интенсивно пододвигание гранитно-гнейсового основания (или относительное надвигание на запад эвгеосинклинальных серий) происходило, по видимому, в позднем девоне - нижнем карбоне (флишевая стадия). Можно предположить, что в это время кристаллический фундамент пододвинулся до Осевой зоны (по крайней мере до ее западной части).

Предлагаемая модель формирования коры не лишена некоторых недостатков. Один из сложнейших вопросов - состав палеозойских отложений чехла параавтохтона. Действительно, если Русская плита пододвигалась под западную часть эвгеосинклинали, то мы должны бы были видеть в ее составе и отложения чехла. Возможно, они не выделены из метаморфит гнейсово-мигматитовых комплексов. К этим образованиям, видимо, можно отнести метаморфизованные известняки и известковистые сланцы силура, известные в западном обрамлении Мурзинско-Адуйского гнейсового купола.

Разумеется, нарисованная картина представляет собой лишь очень приблизительную модель. Важно подчеркнуть лишь одно - формационные комплексы позднего этапа переходной стадии отражают принципиально иной способ образования "гранитного" слоя, чем это предполагалось для раннего этапа. В данном случае главная роль в формировании "гранитного" слоя принадлежит гранитно-метаморфическим комплексам обрамляющих континентальных масс, тектонически перемещенных внутрь палеоокеанической структуры. Мы рассмотрели вариант пододвигания чужеродных масс кристаллиникума под эвгеосинклинальные серии. Очевидно, иные явления должны были происходить при надвигании кристаллических пород на эвгеосинклиналь, но на Урале не имеется данных об аллохтонном залегании древних гранитно-метаморфических масс внутри эвгеосинклинали, хотя такой вариант нельзя исключить полностью. Рассмотренный способ образования нового "гранитного" слоя в противовес автохтонному, описанному ранее, можно назвать аллохтонным. Как видно из приведенного материала, автохтонный способ образования "гранитного" слоя для западной части палеоокеанической структуры последовательно сменяется в каждой зоне аллохтонным, причем последний является главным фактором формирования коры в этой части эвгеосинклинали.

Значительно сложнее поддается расшифровке механизм формирования "гранитного" слоя в восточной части палеоокеанической структуры; она хуже изучена, и ее восточное ограничение практически не обнажено. Напомним факты, которые могут помочь решению этого вопроса. В восточной формационной зоне комплексы океанической стадии в конце силура сменяются андезито-базальтами раннего этапа переходной стадии. Однако субшелочные вулканы позднего этапа здесь отсутствуют. Только в нижнекаменноугольных образованиях предконтинентальной стадии появляются калиевые липариты (Дианова, 1974 г.).

В Восточно-Мугоджарском антиклинории известна типичная вулканоплутоническая ассоциация верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста. Вулканы этой формации со стратиграфическим несогласием перекрывают докембрийские метаморфиты.

С востока эвгеосинклиналь обрамлена структурами казахстанид с докембрийским гранитно-метаморфическим слоем, перекрытым вулканоплутоническими комплексами и молассами девона и турнейско-визейским карбонатно-сланцевым чехлом (Тургайский прогиб). Выше залегает валерьяновская свита ви-

зе-намюрского возраста, сложенная морскими, а в верхах субаэральными вулканогенно-осадочными породами андезитового состава с подчиненным количеством лшаригов. Эти вулканыты по геофизическим данным прослеживаются вдоль Урала далеко на юг, где они смыкаются с Кураминским вулканоплутоническим поясом Срединного Тянь-Шаня [Гарецкий и др., 1972].

Валерьяновская свита многими исследователями вполне оправданно относится к вулканоплутоническим ассоциациям, а полоса ее распространения выделяется в качестве краевого вулканического пояса [Богданов, 1965; Буш и др., 1971].

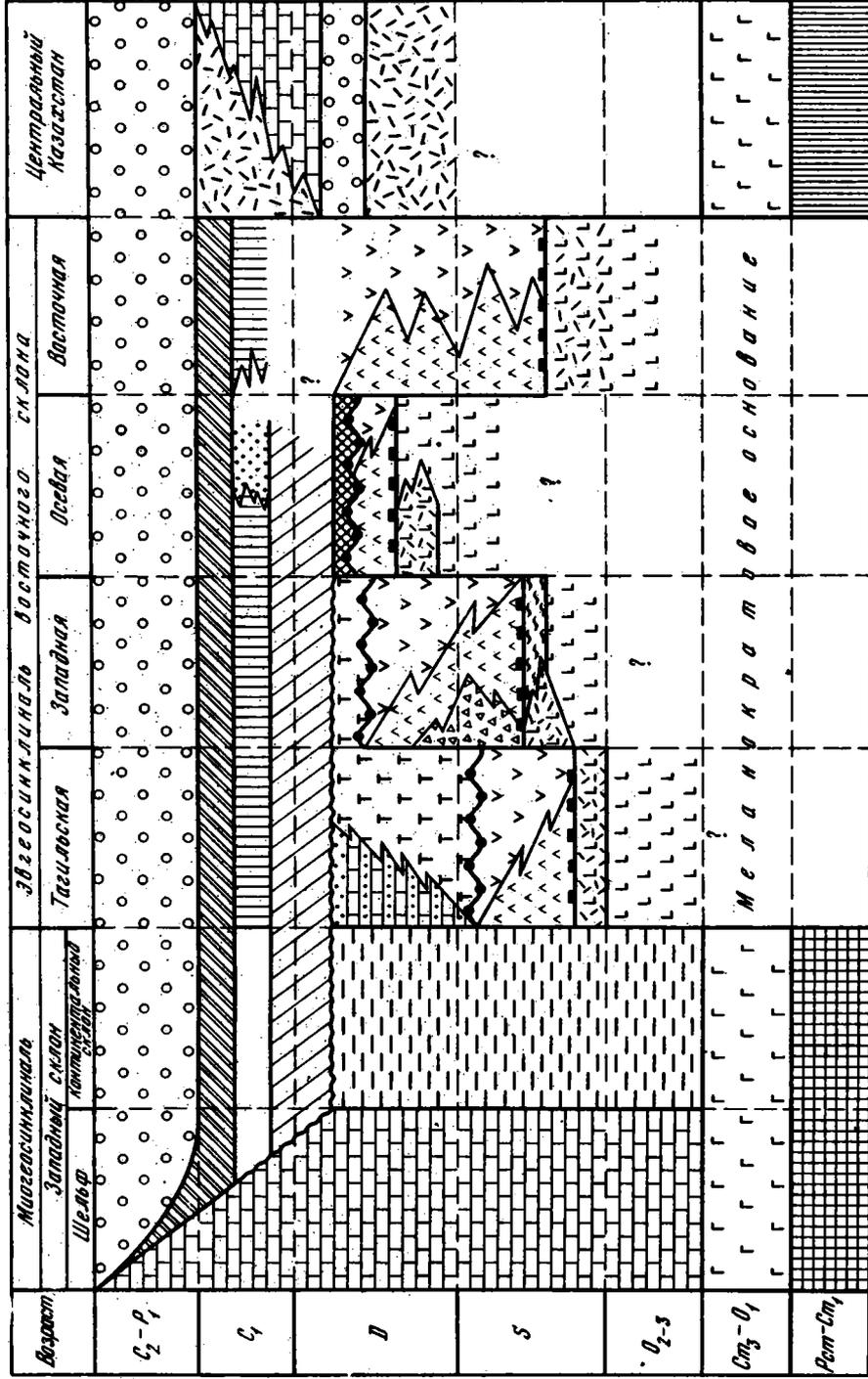
Наконец, следует иметь в виду, что восточное перемещение масс, отмечавшееся для Урала (см. главу IV), возникает довольно поздно, только с начала каменноугольного времени.

По всей вероятности, в отличие от западной части палеоокеанической структуры, где наблюдается типичный механизм обдукции, по восточному ее краю формирование коры происходило (на ранних этапах) в результате субдукции и последовательного надвигания восточных гранитно-метаморфических масс на запад, на эвгеосинклинали. Перед фронтом этой надвигающейся массы, начинающая с позднего силура, формируется переходная кора автохтонного типа. На надвигающемся докембрийском блоке по крайней мере с позднего девона существовал вулканический пояс. Вулканоплутоническая ассоциация Восточно-Мугоджарского антиклинория представляет фрагмент внутренней части единого вулканического пояса, внешней части которого отвечает валерьяновская свита (С_{1v-n}). Омоложение вулканического пояса от внутренних частей к внешним, как известно, характернейшая черта всех краевых вулканических поясов. Принципиальная схема распределения формаций Уральской складчатой области изображена на рис. 50.

В раннем карбоне условия существенно меняются. Метаморфический блок "расклинивает" эвгеосинклиналиную призму. Аналогичный механизм "расклинивания" был впервые предложен для Аппалач [Dewey, Bird, 1970]. "Расклинивание" приводит к образованию гигантских ретрошарьяжей эвгеосинклиналиных масс, надвинутых на кристаллиникум восточного обрамления. Западному краю этого клина метаморфит, вероятно, отвечает Восточно-Мугоджарской антиклинорий, пододвинутый под эвгеосинклиналиные серии.

Можно предположить, что пододвигающийся на восток кристаллиникум Русской плиты идвигающийся на запад клин метаморфит восточного обрамления палеоокеанической структуры "столкнулись" где-то в осевой части эвгеосинклинали, вызвав резкое утолщение гранитно-метаморфического параавтохтона и соответственно утолщение "гранитного" геофизического слоя. С этим "гранитным" корнем связано палингенное гранитообразование, приведшее в конце палеозоя к диапиризму гранитных масс и формированию Восточно-Уральского поднятия и "Главной гранитной оси" Урала. Соответственно с запада и востока от поднятия оформились крупные прогибы. Таким образом, основные структурные элементы эвгеосинклинали связываются нами с вертикальными движениями, возникшими в результате гранитного диапиризма и изостатического воздымания Восточно-Уральского поднятия. Эти вертикальные движения происходили на фоне интенсивных тангенциальных движений, продолжающегося шарьяжеобразования и складчатости.

Таким образом, Уральская эвгеосинклинали представляет новообразованную структуру с океаническим типом коры, возникшую в результате раскалывания и раздвигания докембрийских гранитно-метаморфических масс. Это раздвигание, начавшись в позднем кембрии, продолжается в течение ордовика, силура и раннего девона. Формирование новой континентальной коры происходит последовательно от краев палеоокеанической структуры к ее осевой части. Предполагается, что в западной части идет пододвигание кристаллиникума под эвгеосинклинали (обдукция), а в восточной надвигание кристаллиникума на эвгеосинклинали (субдукция). Только в конечные этапы в восточной части эвгеосинклинали формируются ретрошарьяжи, что сопровождается пододвиганием клина метаморфит под эвгеосинклиналиные серии. "Гранитный" слой сфор-



- 1 [Grid pattern]
- 2 [Vertical lines]
- 3 [Horizontal lines]
- 4 [Diagonal lines /]
- 5 [Diagonal lines \]
- 6 [Dotted pattern]
- 7 [Wavy lines]
- 8 [Wavy lines]
- 9 [V-shaped pattern]
- 10 [Triangle pattern]
- 11 [Triangle pattern]
- 12 [T-shaped pattern]
- 13 [Checkered pattern]
- 14 [Checkered pattern]
- 15 [Diagonal lines /]
- 16 [Vertical lines]
- 17 [Dotted pattern]
- 18 [Diagonal lines /]
- 18 [Diagonal lines \]
- 19 [Wavy lines]
- 20 [Circle pattern]
- 21 [Circle pattern]
- 22 [Wavy lines]

Рис. 50. Принципиальная схема соотношения палеозойских формаций Уральской складчатой системы

1 - континентальная кора и чехол; 2 - гранитно-метаморфический слой; 3 - платформенный чехол; 4 - рифтогенный комплекс; 5-18 - формации: 5 - континентального склона, 6 - спилит-диабазовая, 7 - контрастная, 8 - кремнисто-сланцевая, 9 - андезито-базальтовая, 10 - андезито-дацитовая, 11 - олистостро-

мая, 12 - трахиандезитовая, 13 - базальтовая, 14 - известково-терригенная, 15 - граувакковый флиш, 16 - вулканогенно-осадочная (базальт-трахилипаритовая), 17 - угленосная, 18 - слоистых известняков; 19 - вулканогенно-плутонический комплекс; 20 - молассы; 21 - граница океанической и переходной стадий комплексов; 22 - граница комплексов раннего и позднего этапов переходной стадии

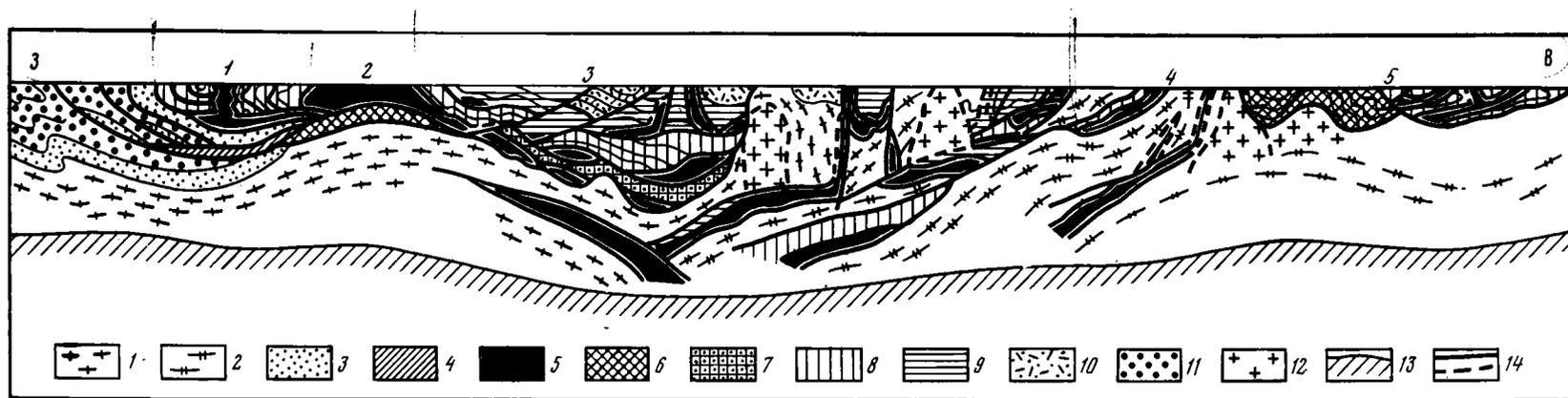


Рис. 51. Принципиальный геологический разрез через эвгеосинклиналиную зону Южного Урала

1 - фундамент Русской плиты; 2 - гранитно-метаморфический слой восточного обрамления; 3 - миегеосинклиналиный чехол (шельфовые комплексы); 4 - комплексы континентального склона; 5 - комплексы меланократового основания (включая серпентинитовые меланжи); 6 - рифтогенные комплексы; 7-9 - формационные комплексы: 7 - Тагильской зоны, 8 - Запад-

ной и Восточной зон, 9 - Осевой зоны; 10 - комплексы предконтинентальной стадии; 11 - молассы континентальной стадии; 12 - гранитоиды; 13 - современное положение поверхности Мохоровичича; 14 - разломы (достоверные и предполагаемые). Цифры на профиле: 1 - Сакмарский аллохтон, 2 - Хабаровский массив, 3 - Магнитогорский синклиналирий, 4 - Восточно-Уральское поднятие, 5 - Денисовская зона

мировался аллохтонным и автохтонным путями. Роль аллохтонного механизма была ведущей в западной части палеоокеанической структуры в отличие от восточной ее части, где аллохтонное формирование коры проявилось только в последние этапы.

Один из сложнейших вопросов новообразованных палеоокеанических структур Уральского типа – вопрос о микроконтинентах, представляющих отдельные блоки ("осколки") континентальной коры, оставшиеся внутри раздвигающейся структуры. Разумеется, нельзя исключить такие блоки внутри эвгеосинклинали, однако прямых доказательств существования микроконтинентов пока нет. Отсутствуют признаки сноса с них в палеоокеаническую структуру, известные выходы метаморфит не сказываются на формационной зональности эвгеосинклинали и т.д. Между тем хорошо известно, что в современных раздвигающихся структурах с новообразованной океанической корой микроконтиненты (даже подводные) окружены шлейфом обломочных пород соответствующего состава; они сказываются на характере осадков и т.д. Примером такого микроконтинента может служить поднятие Ямато в Японском море [Берсенеv, 1973]. Автор не нашел объективных критериев, которые позволили бы разделить микроконтиненты от пододвинутых масс метаморфит, слагающих параавтохтон. Вероятно, более детальные исследования позволят выделить такие структуры, но несомненно лишь, что в процессе тектонического скупивания эти блоки были сорваны и находятся сейчас в тектонических соотношениях с эвгеосинклинальными сериями.

Формирование континентальной коры палеоокеанической структуры завершилось к концу палеозоя. Начиная с триаса, на Восточном склоне закладываются своеобразные структуры северо-северо-восточного простирания, представляющие собой узкие грабены со сдвиговой компонентой обрамляющих разломов (описанные выше грабены Восточно-Мугоджарского антиклинория, Челябинский грабен и др.). С этими грабенами связано формирование вулканитов траппового типа и угленосных отложений.

Сочетание разных по генезису, морфологии и времени образования деформаций привело в конечном счете к формированию в эвгеосинклинали сложной покровно-складчатой структуры. Гипотетический разрез через эвгеосинклиналь на Южном Урале иллюстрирует эту структуру (рис. 51).

Предложенную схему формирования Уральской эвгеосинклинали, разумеется, следует рассматривать лишь в качестве весьма предварительной. Особенно недостаточно обосновано формирование коры в восточной части эвгеосинклинали. Однако, как мне кажется, эта схема удовлетворительно синтезирует имеющийся в настоящее время фактический материал и может служить одной из рабочих гипотез для дальнейших исследований.

ПОЛОЖЕНИЕ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ ПАЛЕОЗОИД

Этот краткий раздел не ставит целью изложение фактического материала и должен рассматриваться как общие идейные представления автора, которые, безусловно, носят дискуссионный характер и не претендуют на завершенность. Более полно эти вопросы были рассмотрены нами в ряде коллективных статей.

Основываясь на принципах, разрабатываемых под руководством А.В.Пейве в Геологическом институте АН СССР большой группой исследователей, была сделана попытка рассмотреть временные и пространственные закономерности формирования коры на больших пространствах Северной Евразии [Пейве и др., 1972 а,б].

Уральская складчатая система расположена на западном фланге гигантской палеозойской складчатой области, разделяющей Восточно-Европейскую и Сибирскую докембрийские платформы. На юге палеозойды смыкаются со структурами Палеотетиса, который фрагментарно прослеживается с широтными простираниями через весь Евразийский континент (рис. 52).

В пределах палеозойды по способу и времени формирования континентальной коры, а также по структурному рисунку довольно отчетливо выделяются два основных типа структур. Центральная часть поля палеозойды выделена в литературе под названием "палеозойды мозаичного типа" [Перфильев, 1968; Зоненшайн, 1972; Пейве и др., 1972б]. Континентальная кора мозаичной области образовывалась длительно, в течение нижнего-среднего палеозоя и на основной площади сформировалась к раннему девону [Моссаковский, 1975].

Мозаичная область с запада и юго-запада (Урал-Кызыл-Кум-Южный Тянь-Шань) и с юга (Палеотетис) обрамляется линейными системами, формирование континентальной коры в которых произошло в конце палеозоя, а в Палеотетисе (в его южной части) даже в раннем мезозое [Дергунов и др., 1971; Моссаковский, 1975]. Еще одна линейная система (Обь-Зайсанская) с верхнепалеозойским возрастом континентальной коры пересекает мозаичную систему в ее средней части.

Таким образом, Урал и Обь-Зайсанская линейные системы представляют собой гигантские меридиональные ответвления от трансконтинентального широтного пояса Палеотетиса, которые обрамляют с запада и пересекают мозаичную область с девонским возрастом континентальной коры. Урал проходит через весь континент и выклинивается только где-то в районе Новой Земли; Обь-Зайсанская система менее протяженная. Судя по геофизическим данным, она выклинивается в центральной части Западной Сибири (см. рис. 52).

Континентальная кора мозаичной области формируется длительно, начиная с конца рифейского времени путем последовательного разрастания блоков и зон с новообразованным гранитно-метаморфическим слоем. По-видимому, для этой области характерен преимущественно автохтонный механизм образования "гранитного" слоя в результате многократного тектонического скупивания, метаморфизма и гранитизации эвгеосинклиналиных образований.

Автохтонный способ формирования "гранитного" слоя доказывается особенностями формационных рядов мозаичной области, сходных в своих главных чертах с формационным рядом восточной части Уральской палеоокеанической

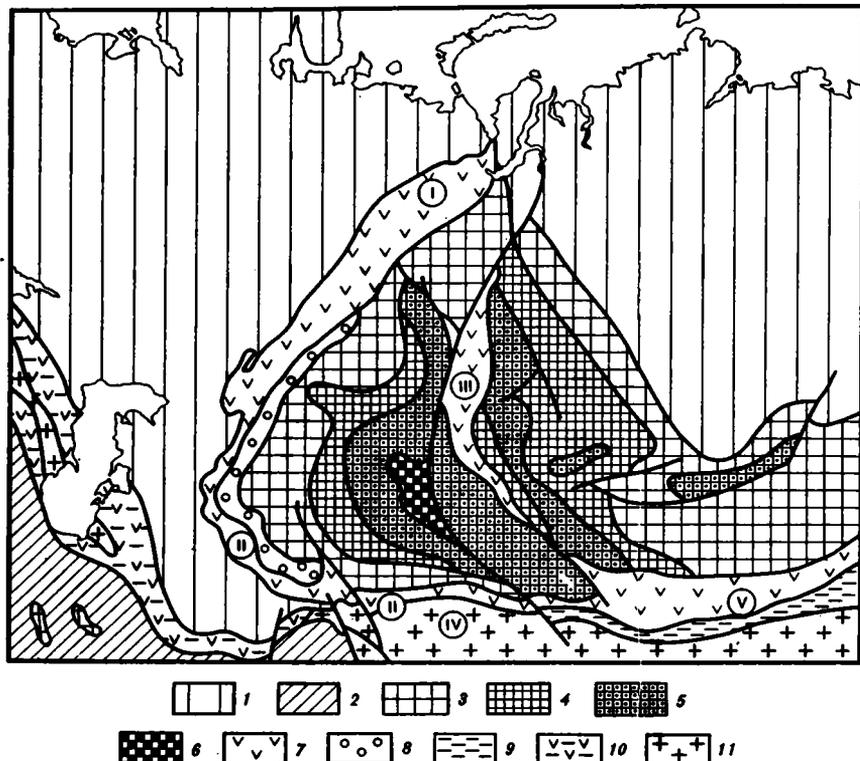


Рис. 52. Схема формирования коры палеозойд Урало-Сибирской области

1 – докембрийская континентальная кора платформ северного ряда; 2 – то же, южного ряда; континентальная кора, сформированная в основном к раннему девону (3–6): гранито-метаморфический слой, образовавшийся: к началу кембрия (3), в начале – середине ордовика (4), в конце силура (5) и в конце девона (6); 7 – континентальная кора, сформированная в позднем палеозое; 8 – краевой вулканический пояс Урало-Тяньшаньской системы; 9, 10 – континентальная кора, сформированная: в раннем мезозое (9), в позднем палеозое – раннем мезозое (10); 11 – внутренние массивы Палеотетиса (частично в аллохтонном залегании)

структуры. Как и в этой части Урала, в мозаичных структурах переходная стадия очень растянута во времени (в областях с наиболее молодым “гранитным” слоем от ордовика до раннего карбона), отсутствуют формации позднего этапа переходной стадии, очень широко распространены крупные массивы плагиогранит-гранодиоритового состава (Степнинский комплекс Центрального Казахстана, формация гранодиоритовых батолитов Кузнецкого Ала-Тау, Таннуольский массив Тувы и др.).

Появление новообразованного “гранитного” слоя фиксируется по времени образования плагиогранит-гранодиоритовых массивов и перекрывающих их нижних моласс, сочетающихся с раннеорогенными андезито-дацитовыми и дацит-липаритовыми вулканитами натриевой специализации [Моссаковский, 1975].

Становление континентальной коры в мозаичной области фиксируется широким распространением наземных вулканоплутонических (орогенных) комплексов, спаивающих блоки с разновозрастным гранито-метаморфическим слоем в единый континентальный массив [Моссаковский, 1975].

Тектоническое сжатие, приводящее в конечном счете к образованию гранито-метаморфического слоя, в каждой конкретной зоне охватывает обычно большой возрастной интервал. Об этом можно судить по возрасту формаций переходной стадии (средний кембрий – верхний ордовик для ордовикского “гра-

нитного" слоя Центрального Казахстана, средний кембрий – силур для силурийского "гранитного" слоя Алтая и Западного Саяна и т. д.). Этот процесс был достаточно сложен и сопровождался структурными перестройками с изменением структурного плана. Достаточно напомнить предордовикскую перестройку, столь характерную для Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области [Никитин, 1973; Херасков, 1975а].

В работе Н.П.Хераскова, вышедшей в 1967 г., показано, что фазы тектонического сучивания в мозаичной области (Кузнецкий Алатау, Тува) могут проявляться еще в океаническую стадию. На рассланцованных и смятых комплексах океанической стадии несогласно залегают океанические же кремнисто-карбонатные серии и контрастные вулканиты. Последние вверх по разрезу сменяются комплексами переходной стадии. По-видимому, участки такого раннего тектонического сучивания могут быть найдены и в современных океанах. По представлениям А.В.Пейве [1975], к ним относится Срединно-Атлантический хребет. Вероятно, специфика западной части Тихого океана с утолщенным "базальтовым" слоем и широким распространением карбонатных осадков также связана с ранним сучиванием океанической коры, которое не привело к появлению комплексов переходного типа.

Все сказанное позволяет предположить, что длительное и многократное тектоническое сучивание – обязательная особенность областей с автохтонным "гранитным" слоем. Этот вывод важен для решения вопроса об источниках вещества, приводящего к аллохимическому метаморфизму, гранитизации и в конечном счете становлению континентальной коры. Многократно сученные эвгеосинклинальные серии, в состав которых помимо океанических толетитов и меланократовых пород входят мощные призмы осадков, снесенных с докембрийских континентальных масс, как нам представляется, содержат в себе достаточное количество компонентов для создания нового автохтонного "гранитного" слоя. Процессы метаморфизма и палингенеза, сопровождающие сучивание, могли бы привести к метаморфической дифференциации в объеме всей коры. В нижних частях в условиях эклогитовой и гранулитовой фаций могло происходить новообразование "базальтового" слоя, а в верхних "гранитного".

Более подробно тектонические и вещественные аспекты такого механизма были изложены нами в специальной статье [Павленко и др., 1975]. Приведенные выше соображения не решают вопроса о первичном источнике вещества "гранитного" слоя, тем более, что они исходят из факта существования дорифейских сиалических "островов", образование которых без глубинной дифференциации вещества, по-видимому, невозможно. Мы только подчеркиваем возможность иного механизма, который может действовать наряду с механизмом глубинной дифференциации.

К сожалению, пока почти нет детальных структурных исследований, которые позволили бы оценить механизм тектонического сучивания в мозаичной области. Неясной остается роль шарьяжей в формировании ее структуры, время их образования и т. д. Существование сдвигов и крупных надвигов на позднем (континентальном) этапе развития структур, по-видимому, не вызывает сомнения [Суворов, 1963; Лукьянов, 1965; Буртман, 1964; Кабанов, 1971].

В самые последние годы появились данные о существовании доскладчатых тектонических покровов в Западном [Херасков, 1975а] и в Восточном Саянах [Ляшенко, 1978]. Тектонические покровы того же типа закартированы Л.П.Зоненшайном в Озерной зоне МНР [Зоненшайн, Кузьмин, 1978].

В Джалаир-Найманской зоне Казахстана, по мнению Г.Ф.Ляпичева и автора, рифейские вулканогенно-осадочные серии образуют две тектонические пластины, расслоенные пластиной серпентинизированных гипербазитов, переходящих по простирацию в серпентинитовый мелаж. Этот пакет пластин смят в сложную антиклинальную складку с вертикальными крыльями и пологим замком. Подобные примеры можно было бы продолжить. Общим практически для всех рассматриваемых случаев (может быть, за исключением Восточного Саяна) оказывается то, что наблюдается чередование пластин, сложенных породами одной и той же фациальной зоны. Пока не известны случаи тектонического совмещения зон,

первично удаленных одна от другой на большие расстояния. Может быть, этим объясняется исключительно "бедный" набор обломков в серпентинитовых меланжах, известных в мозаичных системах. Примерами могут служить серпентинитовые меланжи восточной части Тектурмасского антиклинория [Кабанов, 1971], Западного Саяна [Херасков, 1975а], Джалаир-Найманской зоны и т. д. Они состоят из обломков пород меланократового основания и вмещающих пород, чужеродные "экзотические" породы в них отсутствуют.

На формирование тектонических покровов косвенно указывают горизонты олистостром, выявленные в последнее время в разных участках рассматриваемой области. Олистостромы описаны в пределах Ильчирского массива (данные Г.Д.Ляшенко), где они появляются, по-видимому, на двух стратиграфических уровнях внутри рифейских отложений; на северном фесе Западного Саяна (арбатская свита Ст₂₋₃) [Херасков, 1975а], судя по описанию, олистостромовые горизонты есть в ордовикских отложениях Юго-Западного Алтая [Нехорошев, 1958]. В Бет-Пак-Дале (Центральный Казахстан) олистостромовые горизонты наблюдали С.Г.Токмачева, Г.Ф.Ляпичев, Н.Г.Маркова, Г.В.Палец и автор по крайней мере на трех стратиграфических уровнях (рифей-венд, кембрий-ордовик, средний ордовик). Многократное появление олистостром в одном районе косвенно указывает на многоэтапность шарьяжеобразования.

Вероятнее всего, тектоническое скучивание в мозаичной области заключалось в многократном, сравнительно малоамплитудном шарьировании эвгеосинклинальных серий друг на друга и многократной их складчатости в течение переходной (и, частично, еще в океаническую) стадии развития. Разумеется, такой вывод можно рассматривать только как весьма предварительное предположение.

Формирование вулканоплутонических (орогенных) поясов и их латеральная возрастная и вещественная изменчивость, по мнению А.А.Моссаковского, связана с заложением в континентальную стадию пологих глубинных надвигов, по которым уже сформированная континентальная кора надвигается в сторону остаточных зон, где эта кора еще только формируется. Процесс становления континентальной коры в мозаичной системе подробно рассмотрен им в специальной работе [Моссаковский, 1975].

Автохтонный способ формирования "гранитного" слоя, вероятно, был преобладающим, но не единственным в мозаичной области. В краевых ее частях и на границах зон с разновозрастным гранитным слоем в принципе можно ждать "межзональные" шарьяжные перекрытия и соответственно аллохтонное образование гранитно-метаморфического слоя. К сожалению, этот вопрос не может быть решен на данной стадии изученности. В Енисейском кряже Е.С.Постельников (устное сообщение) предполагает надвигание рифейских офиолитовых серий в восточном направлении на докембрийский кристаллиникум Сибирской платформы и ее миогеосинклинальный чехол. Аналогичная картина (по данным Г.Ф. Ляшенко) наблюдается в Восточном Саяне. Однако все эти предположения требуют дополнительной проверки.

Общие закономерности формирования "гранитного" слоя и континентальной коры отражены на схеме (см. рис. 52). Эта схема отражает положение блоков с разновозрастным "гранитным" слоем и континентальной корой в современной структуре континента и не несет в себе палинспастической нагрузки.

В рифейское время между Восточно-Европейской и Сибирской платформами, по-видимому, существовала крупная палеоокеаническая структура, размеры которой могли соответствовать современным океанам. С конца рифея - в венде начинается тектоническое скучивание и по периферии этой палеоокеанической структуры образуется "гранитный" слой, опоясывающий ее с запада, востока и по крайней мере частично с юга. В остальной части палеоокеана сохраняются океанические условия и формируются кремнисто-спилит-диабазовые формации (Н₃-Ст₁). Необычайно интенсивный импульс тектонического сжатия и скучивания в мозаичной области приходится на поздний кембрий - ранний ордовик. С этим связано наращивание "гранитного" слоя по восточной, западной и частично южной периферии мозаичной структуры и образование отдельных гранит-

ю-метаморфических блоков внутри (Рудный и Юго-Западный Алтай, Чингиз-Гарбагатайская зона). Скучивание в той или иной мере захватило большую часть океанической структуры, где с этого времени начинают формироваться комплексы переходного типа. Только во внутренней части (Прибалхашье, Тектурмас) сохранились океанические условия.

Легко заметить, что этот импульс скучивания совпадает по времени с заложением Уральской палеоокеанической структуры. По существу Уральская эвгеосинклиналь представляет собой вторичную зону растяжения, возникшую в тыловой части закрывшейся океанической структуры мозаичной области.

Возможно, как это предполагает С.В.Руженцев [1976], дополнительным импульсом растяжения Уральского рифта было интенсивное скучивание Палеоатлантики, происходившее в это же время. К сожалению, нет прямых данных, которые позволили бы судить о времени заложения палеоокеанической структуры Южного Тянь-Шаня и, тем более, Палеотетиса. Эти линейные системы расположены между древними кристаллическими массивами южного - юго-западного обрамления мозаичной области и наиболее древним, рифейским, "гранитным" слоем краевых зон этой области, что напоминает положение Уральской новообразованной эвгеосинклинали. Наиболее древние члены эвгеосинклинали разреза, как и на Урале, имеют ордовикский (Сарталинская зона Южного Тянь-Шаня) [Макарычев, 1975] и ордовикско-силурийский (варисциды Монголии) [Дергунов и др., 1971] возраст. Эвгеосинклинали разрез Южного Тянь-Шаня начинается толщей пикритов, которые выше сменяются нормальными спилитами и диабазами [Макарычев, Висневский, 1973]. Пикриты, как известно, характерны для рифтогенных комплексов, связанных с деструкцией континентальной коры. Все это позволяет предположить, что линейные системы Южного Тянь-Шаня, Палеотетиса и, возможно, Иртыш-Зайсанской зоны, как и Урала, представляют собой вторичные зоны растяжения, связанные с формированием континентальной коры мозаичной области.

Вторичные зоны с океанической корой несколько напоминают новообразованные краевые моря западного обрамления Тихого океана. Новообразованность Японского моря, например, не вызывает сомнения [Кропоткин, Шахворстова, 1965; Берсенов, 1973; Меланхолина, Ковылин, 1976]. Японский микроконтинент, оторвавшийся от Азиатского континента, в какой-то мере аналогичен рифейским "гранитным" блокам, обрамляющим с внутренней стороны линейные системы. Отличие заключается в значительно большей зрелости коры мозаичной области в момент образования вторичных зон, чем это можно предположить для запада Тихого океана. Имеются и другие различия, так что проводимая аналогия далеко не абсолютна.

Дальнейшее скучивание структур привело к формированию в конце силура континентальной коры почти на всем пространстве мозаичной области. Только в Прибалхашье сохранились остаточные структуры с корой переходного типа. В линейных системах соответственно продолжалось раздвигание и расширение палеоокеанических зон. В конце девона - начале карбона мозаичная область была полностью консолидирована. Тектоническое скучивание, формирование крупных аллохтонных масс и "гранитного" слоя на больших пространствах переместилось в линейные зоны, которые в конце палеозоя "припаялись" к мозаичной континентальной глыбе. Переходная кора в это время сохранилась только вдоль южного края Палеотетиса.

В заключение рассмотрим некоторые аспекты механизма формирования коры в линейных системах Южного Тянь-Шаня и Палеотетиса (в Монгольском секторе). Структуры Южного Тянь-Шаня и варисийские структуры Кызылкума, судя по геофизическим данным, соединяются с Уральской эвгеосинклиной под чехлом Туранской плиты. В Тянь-Шане и Кызылкуме еще в большей степени, чем на Урале, крупные тектонические покровы определяют характер тектонического скучивания [Буртман, 1976; Поршняков, 1968; Макарычев, 1975]. Согласно представлениям В.С.Буртмана [1973, 1976], которые разделяет и автор, Южный Тянь-Шань представляет систему трех основных паке-

тов пластин, сложенных породами разных формационных зон. Тектонические пластины смяты в сложные складки и разбиты надвигами.

Офиолитовые (эвгеосинклинальные) образования палеозойской океанической коры образуют прерывистый пояс, известный в литературе под названием Туркестанского. Структурная позиция этой ассоциации подробно рассмотрена в специальной статье [Буртман и др., 1973].

Офиолиты Туркестанского пояса распространены в полосе, протягивающейся от хр. Султан-Уиздаг, через горы Центрального Кызылкума и хребты Туркестано-Алая в район Баубашатинского горного узла. Восточное продолжение этой полосы (смешенное по Таласо-Ферганскому сдвигу) находится в хребтах Атбашинском и Джингджир. Тектонические пластины, сложенные офиолитами, образуют самый верхний пакет тектонических пластин.

Наиболее низкое (параавтохтонное) положение занимает миогеосинклинальный комплекс, характерная часть которого – толща карбонатных пород. Она охватывает девон, ранний карбон и частично средний карбон, а на некоторых участках также верхний силур. В хребтах Туркестано-Алая, Баубашатинском горном узле и к востоку от Ферганского хребта эти отложения залегают на силурийских терригенных отложениях и их фундамент не виден. В горах Кызылкума девонские известняки лежат резко несогласно на рифейских метаморфитах. Мощностъ карбонатных отложений 1,5–2 км, иногда более 3 км. Стратиграфический разрез комплекса венчает флишевая (с олистостромом) толща среднекаменноугольного возраста. Этот комплекс отложений интерпретируется как шельфовый комплекс окраины континентальной глыбы южного обрамления [Буртман, 1976; Шульц, 1972].

Средний пакет пластин сложен песчано-сланцевыми отложениями силура (возможно, включая ордовик), карбонатными, кремнисто-карбонатными или терригенными отложениями верхов силура, девона и нижнего карбона. Пакет пластин построен достаточно сложно и в его верхних частях, видимо, появляются пластины эвгеосинклинальных (вулканогенно-осадочных) пород силурийского и девонского возраста.

Стратиграфический разрез среднего пакета часто венчается флишевыми образованиями среднего карбона. В некоторых местах (горы Тамды-Тау в Кызылкумах) в кровле пакета появляется типичный олистостром, содержащий глыбы пород офиолитовой ассоциации, вулканитов и глыбы известняков, в которых встречена кембрийская фауна. В.С.Буртман [1976] относит этот олистостром к среднему карбону. Однако, по нашим наблюдениям, имеются постепенные переходы от олистострома к фаунистически охарактеризованным силурийским отложениям, что датирует олистостром силурийским возрастом. Основная масса пород этого пакета, по-видимому, отвечает формационному комплексу континентального склона и подножия и аналогична сланцевой зоне Уральской миогеосинклинали.

Верхний пакет пластин, сохранившийся в ядрах синформных складок, сложен породами эвгеосинклинального ряда и построен необычайно сложно. В нем, помимо большого числа пластин, часто выклинивающихся, отмечены крупные перевернутые и лежащие складки (некоторые были рассмотрены выше; см. главу IV. Каратауский алохтон). В составе этого пакета выделяются породы меланократового основания, различные вулканогенные и вулканогенно-осадочные серии ордовика (?), силура и девона. Изучены вулканиты недостаточно. В них, несомненно, могут быть выделены аналоги комплексов океанической (ордовик (?)) – силур Сарталинской зоны) [Макарычев, 1975] и переходной (например, силурийские отложения северного Нура-Тау) стадий развития. Породы меланократового основания по составу и последовательности напластования тождественны описанным для Урала [Буртман и др., 1973]. Обычно породы основания образуют обособленные тектонические пластины, подстилающие или перекрывающие эвгеосинклинальные образования. Реконструкция первичной зональности варисской геосинклинальной системы Тянь-Шаня проведена В.С.Буртманом [1973]. В направлении с севера на юг располагаются следующие первичные зоны:

1. Северный кристалликум (Срединный и Северный Тянь-Шань), представляющий рифейский "гранитный" слой мозаичной области.

2. Туркестанская палеозойская палеоокеаническая структура.

3. Зона континентального склона и подножия (средний пакет пластин).

4. Южный континентальный блок с докембрийским фундаментом и среднепалеозойским шельфовым чехлом (параавтохтон).

Современная структура и кора эвгеосинклинали возникла в результате надвигания северного кристалликума на эвгеосинклиналь и эвгеосинклинали на южный континентальный блок. Процессы шарьирования могли начаться уже в конце силура, но особенно активными они были в среднем карбоне. В верхнем палеозое все структуры были смяты и окончательно сформировалась континентальная кора.

Легко видеть, что Уральская и Туркестанская структуры, заложившиеся на океанической коре, развивались сходным образом. Кора в той и другой системе формировалась при надвигании каледонского континента на эвгеосинклиналь, а древний кристалликум их внешнего обрамления пододвигался под палеоокеаническую структуру.

Отличие заключается в значительно меньшей мощности эвгеосинклинальных аллохтонных масс Южного Тянь-Шаня, которые, пожалуй, сопоставимы с крайними офиолитовыми аллохтонами Урала. Внутренние части этой палеоокеанической структуры, возможно, полностью перекрыты северным кристалликумом.

В Южной Монголии (восточный фланг Палеотетиса) палеозойская эвгеосинклинальная зона выражена очень хорошо и по своей полноте сопоставима с Уральской эвгеосинклиналью. Доступна изучению только северная часть этой зоны. Южный ее край и обрамляющие с юга массивы докембрийской платформы находятся на территории Китая. С севера эвгеосинклиналь ограничена докембрийскими метаморфитами Центрально-Монгольского поднятия, на которых вблизи эвгеосинклинали сохранились ордовикские и силурийские терригенно-карбонатные отложения шельфового типа. Западнее эвгеосинклинальная зона, имеющая широтное простирание, срезает северо-западные структуры Монгольского Алтая.

Палеозойская эвгеосинклиналь обладает всеми чертами палеоокеанической структуры. Здесь выделяются комплексы меланократового основания, включающие гарцбургиты, пироксениты и габброиды (массив Даолен) [Зоненшайн, Кузьмин, 1977]. Породы меланократового основания образуют самостоятельные тектонические пластины, залегающие на эвгеосинклинальных сериях, или превращены в серпентинитовый меланж (хр. Гурбан Сайхан). В эвгеосинклинальном разрезе отчетливо устанавливаются спилито-диабазовая ($S-D_1$) и кремнисто-сланцевая (D_{1-2}) формации океанической стадии, которые сменяются выше граувакковой (D_{2-3} и C_1), черносланцевой ($D_2^3-C_1$) и андезитобазальтовой ($D-C_1$) формациями переходной стадии [Дергунов и др., 1971; Перфильев, Суентенко, 1974].

В поперечном сечении эвгеосинклинали наблюдается зональность, связанная с постепенным формированием "гранитного" слоя с севера на юг. В северной зоне (Гобийский Алтай, Заалтайская Гоби) комплексы океанической стадии сменяются переходными в середине силура [Зоненшайн и др., 1970], в южной — в конце девона [Дергунов и др., 1971]. В северной полосе уже в раннем карбоне формировались наложенные впадины, выполненные нижними моласами и наземными вулканитами, а в южной в это же время продолжали формироваться комплексы переходной стадии.

Развитие палеозойской эвгеосинклинали Южной Монголии, как нам представляется, определяется надвиганием северного кристалликума на юг, на эвгеосинклиналь, аналогично тому, как это предполагалось для Южного Тянь-Шаня, или на ранних стадиях развития для восточной части Уральской эвгеосинклинали (Булганский надвиг) [Тихонов, 1974]. На восточном фланге, внутри эвгеосинклинальной зоны выделяется Уланульский блок докембрийских метаморфит, который рассматривается нами как аллохтонная пластина северного кристалликума [Дергунов и др., 1971].

Таким образом, для линейных систем, обрамляющих мозаичную область, намечается общая закономерность. Формирование структуры коры и "гранитного" слоя обусловлено постепенным надвиганием мозаичного блока на обрамляющие структуры с океанической корой. Перед фронтом надвигающихся блоков происходит автохтонное формирование "гранитного" слоя, которое на разных этапах может смениться аллохтонным механизмом.

Надвигание мозаичного континентального блока на обрамляющие палеоокеанические структуры Урала - Тянь-Шаня - восточного сектора Палеотетиса было неравномерным. Максимальное надвигание наблюдается в Тянь-Шане - Кызылкумах в месте резкого изменения простирания этих структур от субширотных (Палеотетис) к субмеридиональным (Урал).

Палеозойские складчатые сооружения Азии представляют собой гигантскую палеоскеаническую структуру, которая в конце палеозоя вошла в состав континента Северной Евразии, "спаяв" Восточно-Европейский и Восточно-Сибирский континентальные блоки. Процесс формирования континентальной коры в этой области был достаточно длительным и сложным. Формирование континентальной коры сопровождалось образованием вторичных структур с корой океанического типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А.А. 1973. Геология Мугоджар. Алма-Ата: Наука.
- Агеева С.Т., Ширай Е.П. 1974. Палеовулканические сооружения Средне-Орского рудного района. – В кн.: Палеовулканизм и оруденение. Свердловск – Миасс.
- Алешков А.Н. 1929. Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. Л.: Изд-во АН СССР.
- Андронов С.М. 1962. Стратиграфия девонских отложений восточного склона Северного Урала. – Докл. АН СССР, 144, № 1.
- Аржавитин П.В. 1967. Формационное расчленение вулканогенных пород Магнитогорского мегасинклиория. – В кн.: Материалы Юбилейной научной сессии по вопросам геологии Южного Урала и Русской платформы. Уфа.
- Аржавитин П.В. 1969. Петрохимические особенности магматических формаций Бурибайского района на Южном Урале. – В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2-го Уральского петрографического совещания. Свердловск. Т.3.
- Аржавитин П.В. 1971. Петрохимия вулканогенных пород западного крыла Магнитогорского мегасинклиория. – В кн.: Петрология горных пород, вмещающих сульфидные месторождения Урала. Уфа.
- Аржавитин П.В. 1972. Вулканогенно-осадочные формации Магнитогорского мегасинклиория. – Автореф. канд. дис. Харьков.
- Атлас литолого-палеогеографических карт. 1972. Палеозой и мезозой Северного Приуралья. Л.: Наука.
- Беллавин О.В. 1963. О морфологии Верх-Исетского и Мерзинского гранитных массивов по данным гравиметрии. – В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральского петрографического совещания. Свердловск. Т.3.
- Беллавин О.В., Алейников А.Л. 1968. Определение формы гранитных массивов по гравиметрическим данным (на примере изучения Конево-Карасьевского массива, Средний Урал). – Сов. геол., № 2.
- Белякова Л.Т. 1972. Стратиграфия рифейских отложений Приполярного Урала. – Автореф. канд. дис.
- Белянина Г.П. 1974а. О классификации и номенклатуре базальтовых пород раннегеосинклинальных серий и сопоставлении их с базальтами современных активных зон. – В кн.: Материалы к Уральскому петрографическому совещанию. Свердловск.
- Белянина Г.П. 1974б. О петрогенезисе спилитов в Сибайском рудном районе. – Труды Ильменского заповедника Уральского научного центра АН СССР, вып. 12.
- Белянина Г.П. 1974в. О формировании вулканогенных построек центрального типа в океаническую стадию (на примере Карамалыташской постройки на Южном Урале). – В кн.: Материалы II Уральского палеовулканического симпозиума. Миасс.
- Белянина Г.П. 1975а. К петрохимии подушечных лав Карамалыташской свиты на Южном Урале. – Труды Института геологии и геофизики Уральского научного центра АН СССР, вып. 106.
- Белянина Г.П. 1975б. Основные вулканы дифференцированных комплексов эвгеосинклиналей и их соотношение с колчеданным оруденением (на примере Карамалыташского комплекса на Южном Урале). – Автореф. канд. дис. Свердловск.
- Белянина Г.П., Иванов С.Н., Кориневский В.Г. 1974. Океанические вулканы и развитие тектонического режима на Урале. – В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Казахстана и Урала (Материалы совещания). Актюбинск.
- Берсенев И.И. 1973. Происхождение и развитие впадины Японского моря. – В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток.

- Билибина Т.В. 1963. Интрузивные комплексы Мугоджар и их металлоносность. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральского петрографического совещания. Т. 1. Свердловск.
- Богданов А.А. 1947. О герцинской структуре западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы. - В кн.: Вопросы теоретической и прикладной геологии. М.
- Богданов А.А. 1965. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. - Бюл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 5-6.
- Богданов Н.А. 1975. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. - Труды ГИН АН СССР, вып. 269.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Курбанов Н.К. 1971. Происхождение рудовмещающих структур и морфология колчеданных месторождений Южного Урала. - Труды ЦНИГРИ, вып. 99.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Курбанов Н.К. и др. 1973. Некоторые данные о геологическом строении Магнитогорского мегасинклинория. - Труды ЦНИГРИ, вып. 105.
- Бородаевская М.Б., Требухин В.С., Контарь Е.С. 1970. Реконструкция девонских палеовулканов в Гайском рудном районе и их рудоносность. - Труды ЦНИГРИ, вып. 92.
- Бородаевская М.Б., Требухин В.С., Маренина Т.Ю. 1968. Субвулканические тела и малые интрузии кислого состава. - Труды ЦНИГРИ, вып. 83.
- Булыкин Л.Д. 1958. К стратиграфии нижнего палеозоя Аятского синклинория. - Информ. бюл. Урал. геол. упр., № 5-6 (11-12).
- Булыкин Л.Д., Золоев К.К. 1968. О формационном делении ультраосновных пород Урала. - Докл. АН СССР, 180, № 4.
- Бурикова И.А. 1972. Петрология кремнекислых вулканитов раннегеосинклинальных вулканогенных формаций Южного Урала (на примере северной части Магнитогорского мегасинклинория). - Автореф. канд. дис. МГУ.
- Буртман В.С. 1964. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). - Труды ГИН АН СССР, вып. 104.
- Буртман В.С. 1973. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра.
- Буртман В.С. 1976. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. - Труды ГИН АН СССР, вып. 289.
- Буртман В.С., Клишевич В.Л., Перфильев А.С., Шульц С.С. (мл.). 1973. Структура и офиолиты варисийского Тянь-Шаня. - В кн.: Международный симпозиум "Офиолиты в земной коре". Тезисы докладов. М.
- Буртман В.С., Молдаванцев Б.Е., Перфильев А.С., Шульц С.С. (мл.). 1974. Океаническая кора варисид Урала и Тянь-Шаня. - Сов. геол., № 3.
- Буш В.А. 1975. Средне-верхнепалеозойские формации и структуры Казахстана-Тяньшаньского массива. - Автореф. докт. дис. М.
- Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г. 1971. Субсеквентный вулканизм орогенного комплекса Туранской плиты. - В кн.: Проблемы геологии Западного Казахстана. Алма-Ата: Наука.
- Вакар В.А., Сумин Н.Г. 1946. Нефелиновые сиениты на Среднем Урале. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1.
- Варлаков А.С., Царицын Е.П., Рыцк А.Е. 1966. Исследование хромшпинелидов из гипербазитов Южного Урала. - В кн.: Тезисы докладов 2-го Уральского петрографического совещания. Вып. 2. Свердловск.
- Вахрамеев И.С. 1971. Геологическое строение Сибайского и Баймакского рудных районов на Южном Урале и закономерности размещения колчеданных месторождений. - Автореф. докт. дис. М.
- Вахрамеев И.С., Гаррис М.А., Родичева З.И. 1971. Выделение герцинских гипабиссальных кислых порфировых интрузий в Ирэндькском и Баймакском комплексах Баймакского рудного района. Уфа.
- Вахрамеев И.С., Родичева З.И. 1968. Баймакский, Ирэндькский, Карамалыташский эффузивно-интрузивные комплексы Сибайского и Баймакского рудных районов Магнитогорского мегасинклинория. - Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 12. Уфа.
- Виноградская Г.М. 1954. Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале. - Докл. АН СССР, 97, № 5.
- Водорезов Г.Н. 1963. Магматизм и метаморфизм докембрия Мугоджар. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральского петрографического совещания. Свердловск. Т. 1.
- Водорезов Г.И., Лозовой М.В., Маслов В.А. 1965. К вопросу о выделении на Южном Урале в среднем девоне гадилевской толщи. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 4.
- Войновский-Кригер К.Г. 1945. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. - Сов. геол., № 6.
- Войновский-Кригер К.Г. 1966. Очерк тектоники Лемвинского фациально-структурной зоны (Западный склон Приполярного Урала). Ст. 1. - Бюл. МОИП, отд. геол., 41, вып. 4.

- Войновский-Кригер К.Г. 1967. Очерк тектоники Лемвинской фашиально-структурной зоны (Западный склон Приполярного Урала). Ст. 2. - Бюл. МОИП, отд. геол., 42, вып. 3.
- Волков С.Н. 1960. Средний палеозой северной окраины Нижне-Тагильского синклинория. - Труды Геологического музея им. Карпинского АН СССР, вып. 4.
- Гарань М.И. 1946. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат.
- Гарань М.И. 1959. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала. - Труды Горно-геологического института Уральского филиала АН СССР, вып. 32.
- Гарань М.И. 1960. Докембрий и кембрий Урала. - В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия. М.: Изд-во АН СССР.
- Гарань М.И. 1963. Западный склон и центральная зона Южного Урала. - В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат.
- Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г., Перфильев А.С. 1972. Султан-Уиздаг и проблема соотношений Урала и Тянь-Шаня. - Геотектоника, № 6.
- Гафаров Р.А. 1972. Сравнительная тектоника фундамента и типы аномальных магнитных полей Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ. - Автореф. докт. дис. М.: ГИН АН СССР.
- Геология СССР. 1964. Т. 13. Башкирская АССР и Оренбургская область. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра.
- Геология СССР. 1969. Т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра.
- Глушкова Г.А. 1969. К петрологии Марьинского гнейсового комплекса. - В кн.: Труды 2-го Уральского петрографического совещания. Вып. 5. Свердловск.
- Голдин Б.А. 1973. Петрогенетическая эволюция рифейского и раннепалеозойского вулканизма Приосевой зоны Севера Урала. - Автореф. докт. дис. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР.
- Голдин Б.А., Давыдов В.П. 1973. Лорцемпейская грахитандезит-базальтовая формация Центральной зоны Приполярного Урала. - Труды Института геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР, вып. 100.
- Голдин Б.А., Кармунов Н.А. 1973. Липаритовые комплексы Полярного и Приполярного Урала. - Сов. геол., № 10.
- Голдин Б.А., Мизин В.И. 1974. Щелочно-базальтовый вулканизм севера Урала. - В кн.: Тезисы докладов III Уральского петрографического совещания. Т. 1. Свердловск.
- Голдин Б.А., Пучков В.Н. 1974а. Тектоническая эволюция и вулканизм западного обрамления Уральской эвгеосинклинали на севере Урала. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1.
- Голдин Б.А., Пучков В.Н. 1974б. Формация щелочных базальтоидов Приполярного Урала и ее тектоническое положение. - Докл. АН СССР, 216, № 6.
- Горский В.П. 1962. Закономерности размещения палеозойских геологических формаций в Предуральском прогибе. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, нов. сер., вып. 86.
- Грачев В.А., Кейльман Г.А., Крылов Р.А. 1969. Геологический очерк Салдинского гнейсового комплекса. - В кн.: Труды Уральского петрологического совещания. Вып. 5. Свердловск.
- Грешнер С.Г. 1969. Игнимбриты в главной вулканической зоне Урала. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2 Уральского петрографического совещания. Вып. 3. Свердловск.
- Дедеев В.А. 1958. Стратиграфия, фации и геологическая история развития северных районов восточного склона Полярного Урала (Щучьинский синклинорий). - Труды ВНИГРИ, № 4.
- Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С. 1971. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса. - В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука.
- Дергунов А.Б., Казак А.П., Молдавандцев Ю.Е. 1975. Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал). - Геотектоника, № 1.
- Дергунов А.Б., Молдавандцев Ю.Е. 1976. О строении и тектоническом положении габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала. - Геотектоника, № 3.
- Дианова Т.В. 1958. Вулканогенные горные породы восточной части Павдинского района. - Труды Горно-геологического института Уральского филиала АН СССР, вып. 53.
- Дианова Т.В. 1973. Порфириновые формации восточного склона Урала. - В кн.: Петрология и металлогения базитов. М.: Наука.
- Дианова Т.В., Рапопорт М.С., Белгородская Е.А. и др. 1974. Вулканизм восточной зоны Урала. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов 3-го Уральского петрографического совещания. Вып. 3. Свердловск.

- Добрецов Н.Л. 1970. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР и их генезис. - Автореф. докт. дис. Новосибирск.
- Енокия В.С. 1971а. Доордовикские отложения острова Вайгач и западного Пай-Хоя. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Европейской части СССР и Севера Урала. Т. I. Сыктывкар.
- Енокия В.С. 1971б. Палеозойские отложения и история геологического развития Западного Пай-Хоя и острова Вайгач. - Автореф. канд. дис. М.: МГРИ.
- Ерошевская Р.И. 1972. Условия формирования среднепалеозойских вулкано-генных комплексов на Северном и Приполярном Урале. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар.
- Ерошевская Р.И. 1974. Вулканогенные формации бывшей Павдинской дачи на Среднем Урале. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов 3 Уральского петрографического совещания. Вып. 3. Свердловск.
- Ефимов А.А. 1963. Кытлымский платиноносный массив. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральского петрографического совещания. Т. 1. Свердловск.
- Ефимов А.А. 1973. О роли метасоматоза в формировании дунит-пироксенит-габбровой ассоциации. - В кн.: Проблемы петрологии, гипербазитов складчатых областей. Труды Всесоюзного симпозиума. Новосибирск.
- Ефимов А.А. 1977. "Горячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала. - Геотектоника, № 1.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П. 1967. Кытлымский платиноносный массив. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 13. М.: Недра.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П. 1974. О природе габброидов Кемпирсайского гипербазитового массива. - Сов. геол., № 5.
- Ефимов А.А., Царницын Е.Н. 1975. Образование пироповых амфиболитов по оливиновым габброидам в контактовой зоне Кемпирсайского гипербазитового массива. - Труды Свердловского горного института, вып. 116.
- Журавлев В.С. 1972. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. - Труды ГИН АН СССР, вып. 232.
- Журавлев В.С., Перфильев А.С., Херасков Н.П. 1965. Пространственные и временные соотношения между уральскими и доуральскими на восточном ограничении Русской платформы. - Бюл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 5.
- Заварицкий А.Н. 1932. Перидотитовый массив Рай-Из на Полярном Урале. М.-Л.: Гос. науч.-техн. геол.-развед. изд-во.
- Заварицкий А.Н. 1941. Некоторые основные вопросы геологии Урала. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3.
- Захаров А.М. 1971. Основные черты тектоники и истории развития складчатого фундамента области Тургайского прогиба. - Автореф. канд. дис. Свердловск: ИГТ УНЦ АН СССР.
- Захаров А.М., Захарова А.А. 1972. Стратиграфическое расчленение и петрохимическая характеристика силурийских вулкано-генных образований Присакмарской синклиналиной зоны на восточном склоне Южного Урала. - В кн.: Вопросы геологии Восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 16. Уфа.
- Захарова А.А. 1970. Петрохимический состав силурийских и девонских конгломератов западного крыла Магнитогорского мегасинклиория. - В кн.: Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск.
- Захарова А.А. 1971. Петрохимический состав и метаморфизм горных пород из силурийских и девонских конгломератов западного крыла Магнитогорского мегасинклиория. - Автореф. канд. дис. Свердловск: ИГТ УНЦ АН СССР.
- Захарова А.А., Захаров А.М. 1973. Стратиграфическое расчленение и петрохимические особенности силурийских вулкано-генных образований Присакмарской синклиналиной зоны на Южном Урале. - В кн.: Вопросы геологии Восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 16. Уфа.
- Зверев А.Т. 1973а. О возрасте каплинской свиты Кемпирсайского антиклинория (Южный Урал). - Изв. высш. учеб. завед. Геол. и развед., № 12.
- Зверев А.Т. 1973б. Основные черты строения северной части Кемпирсайского антиклинория (Южный Урал). - В кн.: Некоторые вопросы региональной геологии. М.: Изд-во МГУ.
- Зверев А.Т. 1973в. Строение и некоторые особенности формирования Кемпирсайского антиклинория (Южный Урал). - Автореф. канд. дис. М.: МГУ.
- Зенков И.И., Рапопорт М.С. 1974. Вулканические фации и морфология палеовулканических сооружений в южной части Среднего Урала. - В кн.: Палеовулканизм и оруденение. Второй Уральский палеовулканологический симпозиум. Тезисы докладов. Свердловск - Миасс.
- Знаменский Н.Д. 1966. Гранитоиды габбровой формации Среднего Урала. - Труды Института геологии Уральского филиала АН СССР, вып. 71.

- Знаменский Н.Д., Старков В.Д. 1973. К вопросу об эволюции палеозойского гранитного магматизма Восточно-Мугоджарского поднятия. - В кн.: Ежегодник-1972 Института геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР. Свердловск.
- Золотарев Б.П., Ильинский М.Н., Кориневский В.Г. 1975. Состав и геохимические особенности щелочной разновидности трахиандезитов-базальтов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1.
- Золотник-Хаткевич А.Г., Требухин В.С. 1971. Вулканы андезитовой формации Бурукталского синклинали и положение в них медно-колчеданного оруденения (Восточно-Уральское поднятие). - В кн.: Тезисы докладов к 1-му симпозиуму по вулканизму Южного Урала. Миасс.
- Зоненшайн Л.П. 1972. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. - Труды НИЛЗарубежгеол, вып. 26.
- Зоненшайн Л.П., Дуранте М.В., Маркова Н.Г. и др. 1970. Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая. - В кн.: Стратиграфия и тектоника МНР. (Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. Вып. 1). М.: Наука.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. 1978. Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии. Геотектоника, № 3.
- Иванов А.И. 1956. Древние "немые" свиты Южного Урала. - В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Л.
- Иванов О.К. 1974. Новые данные по петрологии Сарановского хромитового пояса. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов 3-го Уральского петрографического совещания. Вып. 3. Свердловск.
- Иванов С.Н. 1959. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала. - Труды Горно-геологического института Уральского филиала АН СССР, вып. 43.
- Иванов С.Н. 1963. О происхождении кварцевых альбитофиров спилит-диабазовой формации Урала. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1 Уральского петрографического совещания, т. 2. Свердловск.
- Иванов С.Н. 1969. О происхождении главной вулканоплутонической ассоциации эвгеосинклиналей и их металлогении. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2 Уральского петрографического совещания. Т. 3. Свердловск.
- Иванов С.Н., Ефимов А.А., Минкин Л.М. и др. 1972. Природа Уральской геосинклинали. - Докл. АН СССР, 206, № 5.
- Иванов С.Н., Ефимов А.А., Молдавцев Ю.Е. 1973а. О происхождении офиолитов Урала. - В кн.: Международные симпозиум "Офиолиты в земной коре". Тезисы докладов. М.: Наука.
- Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Белянина Г.П. 1973б. Реликты рифтовой океанической долины на Урале. - Докл. АН СССР, 211, № 4.
- Иванов С.Н., Нечуехин В.М. 1964. О времени зеленокаменных изменений и происхождении натровых и существенно калиевых серий в геосинклинальных образованиях Урала. - Докл. АН СССР, 157, № 3.
- Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечуехин В.М. и др. 1974а. Палеозойская история Урала. - В кн.: Магматизм метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов 3-го Уральского петрографического совещания. Вып. 3. Свердловск.
- Иванов С.Н., Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1974б. Проблемы тектоники Урала. - В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука.
- Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечуехин В.М. 1975. Новые принципы составления региональных тектонических карт на примере Урала. - Докл. АН СССР, 221, № 1.
- Иванов С.Н., Прокин В.А., Долматов Г.К. 1962. О природе рудоносных брахантиклинальных поднятий. - Труды Горно-геологического института Уральского филиала АН СССР, вып. 58.
- Ильинская М.Н., Перфильев А.С., Коптева В.В. и др. 1972. Геологическое строение центральной части Сакмарской зоны Урала. - Сов. геол., № 7.
- Кабанов Ю.Т. 1971. Проблемы тектоники восточной части Карагандинского бассейна. - В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. 10. М.: Изд-во МГУ.
- Казанцева Т.Т. 1970а. Геологическое строение северной части Зилайского синклинали Урала (Южного) в связи с перспективами нефтегазоносности. - Автореф. канд. дис. М.: ГИН.
- Казанцева Т.Т. 1970б. Строение и особенности залегания офиолитовой формации на западном склоне Южного Урала. - В кн.: Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования. (Тезисы докладов научной сессии). Ч. 1. Уфа.

- Казанцева Т.Т. 1971. Особенности геологического строения северной части Зилаирского синклиория в связи с перспективами нефтегазоносности. — В кн.: Научная сессия, посвященная нефтегазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья. Тезисы докладов. Уфа.
- Камалетдинов М.А. 1960. Возраст и стратиграфия Зилаирской серии на западном склоне Южного Урала. — Докл. АН СССР, 132, № 6.
- Камалетдинов М.А. 1974. Покровные структуры Урала. М.: Наука.
- Карагодин С.С. 1972. Позднекаледонская андезит-лппарит-гранитовая формация Мугоджар. — В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала, сб. 2. Свердловск.
- Каретин Ю.С. 1967. Новая схема развития силурийского вулканизма северной части Среднего Урала. — Докл. АН СССР, 173, № 5.
- Каретин Ю.С. 1968. О фазах и этапах силурийского вулканизма в Тагильском погружении на Урале. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8.
- Каретин Ю.С. 1969а. Натровые и калий-натровые эффузивы в силуре Среднего Урала. — В кн.: Вопросы петрохимии. Л.
- Каретин Ю.С. 1969б. Силурийский вулканизм северной части Среднего Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2-го Уральского петрографического совещания. Т. 3. Свердловск.
- Каретин Ю.С. 1969в. Условия формирования и геоструктурная позиция эффузивных формаций Тагильского погружения. — Сов. геол., № 2.
- Каретин Ю.С. 1970. Выделение типов вулканической деятельности в палеовулканических областях на примере зеленокаменной полосы Среднего Урала. — Докл. АН СССР, 192, № 6.
- Каретин Ю.С. 1971. О некоторых различиях в химизме эффузивов среднепалеозойских формаций Тагильского и Магнитогорского прогибов. — В кн.: Материалы к 1 симпозиуму по вулканологии Южного Урала. Миасс.
- Каретин Ю.С. 1973. Среднепалеозойский вулканизм западного крыла Тагильского синклиория на севере Среднего и Северного Урала. — Автореф. канд. дис. Свердловск: ИГТ УНЦ АН СССР.
- Каретин Ю.С. 1975. Фации кислого и андезито-дацитового вулканизма нижнего силура Северного и Среднего Урала. — Труды Института геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР, вып. 113.
- Кейльман Г.А. 1974. Мигматовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра.
- Келлер Б.М. 1949. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклиории на Урале и сходные с ней образования. — Труды ГИН АН СССР, вып. 104. Сер. геол., № 34.
- Келлер Б.М. 1968. Верхний протерозой Русской платформы. М.: Изд-во МГУ.
- Келлер Б.М. 1973. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. ("Итоги науки и техники". Сер. "Общая геология", т. 5). М.: Изд-не ВИНТИ.
- Келлер Б.М., Розман Х.С. 1961. Отложения нижнего ордовика Актюбинской области Казахстана и смежных районов западного склона Южного Урала. — Труды ГИН АН СССР, вып. 18.
- Книппер А.Л. 1970. Габброиды офиолитовой "формации" в разрезе океанической коры. — Геотектоника, № 2.
- Книппер А.Л. 1975. Океаническая кора в структуре Альпийской области. (Юг Европы, западная часть Азии и Куба). — Труды ГИН АН СССР, вып. 267.
- Князева Л.Н., Ефанова Н.В. 1966. Эйфельские вулканогенные образования Ивдельского района на Северном Урале. — В кн.: Тезисы докладов 2-го Уральского петрографического совещания. Вып. 3. Свердловск.
- Козин Б.П. 1968. Остатки палеозойских вулканов центрального типа на восточном склоне Среднего Урала. — В кн.: Вулканические образования Урала. Свердловск.
- Козин Б.П., Коровин Н.Ф. 1974. Вулканогенные формации бывшей Павлинской дачи на Среднем Урале. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы 3-го Уральского петрографического совещания. Свердловск.
- Колесников В.Н. 1973. Некоторые новые данные о возрасте и петрохимических особенностях вулканогенных образований Сакмарского антиклинория на Южном Урале. — В кн.: Вопросы геологии Восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 21. Уфа.
- Колчеданные месторождения Баймакского рудного района. М.: Наука. Авт.: П.Ф. Сопко, М.И. Исмагилов, И.Б. Севракин, Л.Н. Сопко.
- Коптева В.В., Самыгин С.Г. 1975. Об особенностях палеогеографии западного борта Магнитогорского прогиба на рубеже иренидского и улугауского времени. — В кн.: Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа.
- Корень Т.Н., Петровский А.Д. 1967. Силурийские отложения западного склона южной части Южного Урала. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 144.
- Коржинский Д.С. 1955. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Ос-

- новые проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР.
- Кориневский В.Г. 1969. Нижнедевонская вулканогенная формация западных Мугоджар. — Автореф. канд. дис. Алмата: Ин-т геол. КазССР.
- Кориневский В.Г. 1971. Калиевые щелочные базальтоиды эйфеля Сакмарской зоны Мугоджар. — В кн.: Ежегодник-1970. Института геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР. Свердловск.
- Кориневский В.Г. 1972. Принципиальный вопрос стратиграфии силура Мугоджар. — В кн.: Ежегодник-1971. Института геологии и геохимии Урал. науч. центра АН СССР. Свердловск.
- Кориневский В.Г. 1973. Магматические комплексы южной части Сакмарского антиклинория. — Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 21. Уфа.
- Коротеев В.А. 1966. Андезит-базальтовая порфириновая формация Ирэндьдской зоны вулканизма на Южном Урале. — В кн.: Тезисы докладов 2-го Уральского петрографического совещания. Вып. 3. Свердловск.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. 1976. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах. — Геотектоника, № 2.
- Костик Г.А. 1972. Магматические формации Прииргизья. — Автореф. канд. дис. Актюбинск.
- Костик Г.А., Сегедин Р.А. 1975. Тектонические покровы в восточной части Мугоджар. — В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М.: Наука.
- Кривцов А.И. 1965. Условия локализации медноколчеданного оруденения в Бурибайском рудном районе. — Автореф. канд. дис. М.
- Кривцов А.И. 1975. Палеовулканизм и колчеданные месторождения Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали. — Автореф. докт. дис. М.
- Кривцов А.И., Волчков А.Г. 1971. Последовательность накопления вулканических пород в южной части Ирэндьдского хребта (Южный Урал). — В кн.: Тезисы докладов к 1-му симпозиуму по вулканизму Южного Урала. Миасс.
- Кривцов А.И., Ширей Е.П., Лутков Р.И. 1975. Типы колчеданных зон Урала и их металлогенические особенности. — Докл. АН СССР, 220, № 2.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. — Труды ГИН АН СССР, вып. 134.
- Кропачёв С.М. 1970. Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала. — Вестн. МГУ, Сер. геол., № 1.
- Крылов Р.А., Закоуружников В.П. 1970. Геологическое строение и метаморфические фации Салдинского комплекса. — В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск.
- Кузнецов Е.А. 1939. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. М.-Л.: Изд-во АН СССР.
- Кузнецов Е.А. 1941. Тектоника Среднего Урала. М.-Л.: Изд-во АН СССР.
- Курицина Г.А. 1958. Геолого-петрографическая характеристика рудомещающей толщи северной части Красноуральского района. — Труды Горно-геологического института Уральского филиала АН СССР, вып. 33.
- Кутюлин В.Л. 1972. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука.
- Ленных В.И. 1974. Эклогитовый и глаукофановый метаморфизм. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов 3-го Уральского петрографического совещания. Вып. 3. Свердловск.
- Ленных В.И., Перфильев А.С., Пучков В.Н. 1978. Особенности внутренней структуры и метаморфизма альпийских офиолитовых массивов Урала. — Геотектоника, № 4.
- Леоненко Н.И. 1955. Силурийские отложения Коо-Истекского района (Северные Мугоджары). — Труды Лабор. угля АН СССР, вып. 3.
- Леонов М.Г. 1972. Верхнеэоценовый дикий флиш южного склона Большого Кавказа и некоторых других районов Альпийской области. Автореф. канд. дис. М.: ГИН АН СССР.
- Лермонтова Е.В., Разумовский Н.К. 1932. О древних отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях дер. Кидрясово на Южном Урале). — Зап. Всеросс. мин. о-ва, 62, вып. 1.
- Либрович Л.С. 1932. К геологии южной части Башкирского Урала. — Труды ВГРО, вып. 144.
- Либрович Л.С. 1933. Основные черты геологической истории Кизил-Уртазымского района на Южном Урале. — Зап. Всеросс. мин. о-ва, 62, вып. 1.
- Либрович Л.С. 1966. Геологическое строение Кизил-Уртазымского района на Южном Урале. — Труды ЦНИГРИ, вып. 81.
- Либрович Л.С. 1939. Каменноугольные отложения районов р. Шартымки и верховьев р. Урала. — Труды ВНИГРИ, вып. 114.
- Лисов Н.С. 1963. Калийсодержащие и калиевые эффузивы Красноуральского района. — В кн.: Магматизм, метамор-

- физм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральского петрографического совещания. Т. 2. Свердловск.
- Лукьянов А.В. 1965. Структурное проявление горизонтальных движений земной коры. - Труды ГИН АН СССР, вып. 136.
- Лупанова Н.П., Маркин В.В. 1964. Зеленокаменные толщи Сабско-Войкарского синклинория (восточный склон Полярного Урала). М.-Л.: Наука.
- Лучинин И.Л. 1975. Нижнепалеозойская диларитовая формация Центрально-Уральского поднятия. - Автореф. канд. дис. Свердловск.
- Лучицкий И.В. 1973. О кислых магматических породах океанов. - Геотектоника, № 6.
- Львов Б.К. 1965. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Л.: Изд-во ЛГУ.
- Львов К.А. 1956. Докембрий и нижний палеозой Приполярного Урала. - В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания по унификации стратиграфических схем Урала и соотношения древних свит Урала и Русской платформы. Л.
- Львов К.А. 1957. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии. - Сов. геол., сб. 55.
- Лядский П.В. 1974. Магматизм, метаморфизм и проблемы рудообразования в пределах южной части Восточно-Магнитогорской зоны. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов 3-го Уральского петрографического совещания. Т. 3. Свердловск.
- Магадеев Б.Д. 1971. О новых находках субшелочных пород в западном борту Магнитогорского мегасинклинория. - В кн.: 1 симпозиум по вулканизму Южного Урала. Тезисы докладов. Миасс.
- Магадеев Б.Д. 1974. Геология и рудоносность западной части Абзелитовского района (Южный Урал). - Автореф. канд. дис. Свердловск: Ин-т геол. и геохим. УНЦ АН СССР.
- Магадеев Б.Д. 1975. Вулканизм Вознесенско-Присакмарской зоны на широте Магнитогорска. - В кн.: Чтения им. акад. А.Н. Заварицкого, 3. Уфа.
- Магадеев Б.Д., Куваевская Н.Д., Смирнова Т.А. 1974. Верхнефранская олистострома на Южном Урале: состав обломочного материала и покрывающих эффузивов. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов 3-го Уральского петрографического совещания. Т. 3. Свердловск.
- Макарычев Г.И. 1975. Развитие геосинклиналей Западного Тянь-Шаня и проблема формирования континентальной земной коры. - Автореф. канд. дис. М.: ГИН АН СССР.
- Макарычев Г.И., Висьневский Я.С. 1973. Северные предгорья Алайского хребта. - В кн.: Путеводитель к экскурсии Международного симпозиума "Офиолиты в земной коре". М.: Наука.
- Малахова Л.В., Чурилин Н.С. 1972. Базальтоидные гранитоиды и их коматматы в Тагильском прогибе (Средний Урал). - В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Сб. 2. Свердловск.
- Мамаев Н.Ф. 1947. Стратиграфия каменноугольных отложений Брединского района на восточном склоне Южного Урала. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала, М.-Л. Вып. 2.
- Мамаев Н.Ф., Черменикова И.В. 1960. О возрасте некоторых вулканогенных толщ и рудопроводлений на Южном Урале. - Сов. геол., № 4.
- Мамаев Н.Ф., Черменинова И.В. 1973. Нижний палеозой и докембрий восточного склона Урала. М.: Наука.
- Марков М.С. 1975. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука.
- Мархинин Е.К. 1967. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука.
- Маслов В.А. 1969а. К вопросу о соотношении ирендыкской свиты с нижележащими толщами в Таналык-Баймакском районе на Южном Урале. - Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 9. Уфа.
- Маслов В.А. 1969б. Об объеме колтубанской свиты в Таналык-Баймакском районе на Южном Урале. - Вопросы геологии Восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 9. Уфа.
- Маслов В.А. 1972а. Бугулыгьрский горизонт среднего девона западного борта Магнитогорского мегасинклинория и его стратиграфическое значение. - Вопросы геологии Восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 24. Уфа.
- Маслов В.А. 1972б. Об объеме живетского и франского ярусов на западном крыле Магнитогорского мегасинклинория. - Там же. Вып. 16. Уфа.
- Маслов В.А. 1974а. Особенности соотношения вулканогенных и эффузивных фаций живетского яруса девона Магнитогорского мегасинклинория. - В кн.: Палеовулканизм и оруденение. Свердловск - Миасс.
- Маслов В.А. 1974б. Стратиграфическое положение карамальташской свиты среднего девона западного борта Магнитогорского мегасинклинория. - Вопросы геологии Восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 24. Уфа.

- аслов В.А., Смирнов В.Б., Емельянов Ю.С. 1972. Сопоставление нижне-среднедевонских отложений западного и восточного бортов Магнитогорского мегасинклиория. — Там же, вып. 16. Уфа.
- еланхолина Е.Н., Ковылин В.М. 1976. Тектоническое строение Японского моря. — Геотектоника, № 4.
- ельников А.С. 1966. Вулканогенные и осадочно-вулканогенные ордовик-нижнедевонские формации восточного склона Урала на примере Тагильского погружения. — В кн.: Тезисы докладов Уральского совещания. Вып. 1. Свердловск.
- ельников А.С. 1972. Среднепалеозойский вулканизм, тектогенез и рудоносность вулканогенных толщ на Северном и Приполярном Урале. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар.
- ельников А.С., Ершовская Р.И. 1971. О влиянии субширотных структур Северного и Приполярного Урала на среднепалеозойский вулканизм и осадконакопление. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и Севера Урала. Т. 1. Сыктывкар.
- ельникова Г.Б. 1969а. Признаки контактиации в вулканогенных породах живойской рудоносной субформации Магнитогорского погружения. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Материалы Уральского конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск.
- ельникова Г.Б. 1969б. Строение и фации одной из кальдер обрушения в рудном поле медноколчеданных месторождений Молодежное им. XIX партсъезда (Южный Урал). — В кн.: Материалы конференции молодых ученых Башкирского филиала АН СССР. Уфа.
- ельникова Г.Б. 1970. Кварцевые диабазы и автомагматические брекчии улутауской субформации (Южный Урал). — В кн.: Ежегодник-1969. Института геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР. Свердловск.
- иловский А.В. 1973. Геология и геохимия метаморфических толщ Мугоджар. Автореф. докт. дис. М.: Изд-во МГУ.
- иловский А.В., Кнорре К.Г. 1965. Абсолютный возраст метаморфических пород и гранитоидов Мугоджар по данным калий-аргонового метода. — Вестн. МГУ. Сер. геол., № 5.
- инервин О.В., Бабичев Е.А., Розен О.М. 1971. Доордовикские кремнисто-вулканогенные отложения Кокчетавского массива и его южного обрамления. — В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. 10. М.: Изд-во МГУ.
- инкин Л.М. 1969. Карта метаморфизма Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. — Труды 2-го Уральского петрологического совещания. Т. 1. Свердловск.
- Минкин Л.М., Рапопорт М.С., Соколов В.Б. 1974. Геология южной части Мурзинско-Адуйского гнейсогранитного комплекса и его обрамления. — Труды Свердловского горного института, вып. 108.
- Молдаванцев Ю.Е. 1973. Ассоциация плутонитов и метаморфитов зоны Главного Уральского глубинного разлома в связи с проблемой формирования земной коры. — В кн.: Проблемы петрологии Урала. Свердловск.
- Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С. 1962. Проявление метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4.
- Морковкина В.Ф. 1967. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука.
- Морковкина В.Ф., Лупанова Н.П. 1953. К вопросу о происхождении габбро-амфиболитов некоторых районов Северного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4.
- Москалева С.В. 1960. О генезисе некоторых габбровых и гипербазитовых пород Урала. — В кн.: Магматизм и связь с ними полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат.
- Москалева С.В. 1966. Роль метасоматоза в образовании хромита и хромосодержащих пород. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра.
- Москалева С.В. 1968. О проблеме верхней мантии на Урале. — В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука.
- Москалева С.В. 1972. Гипербазиты Урала и их хроматоксность. — Автореф. докт. дис. Л.: ВСЕГЕИ.
- Моссаковский А.А. 1975. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. — Труды ГИН АН СССР, вып. 268.
- Мухина В.П., Шуйский В.П. 1965. Основные черты палеогеографии Урала в эйфельский век. — В кн.: Палеогеография Урала. Свердловск.
- Нестоянова О.А. 1940. Геологическое строение Абзаелиловского района. — В кн.: Очерки по стратиграфии Южного Урала. Уфа: Башгосиздат.
- Нестоянова О.А. 1956. Силур и девон восточного склона Южного Урала. — В кн.: Тезисы совещания Межведомственного совещания по унификации стратиграфических схем Урала и соотношение древних свит Урала и Русской платформы. Свердловск.
- Нестоянова О.А. 1959. Стратиграфия девона и силура Магнитогорского синклиория. — Сов. геол., № 11.

- Нестоянова О.А. 1960. Основные черты стратиграфии, тектоники и вулканизма зеленокаменного комплекса Учалинского рудноосного района. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 2.
- Нестоянова О.А. 1964. Разломы Магнитогорского мегасинклиория и связь с ними медноколчеданных месторождений Южного Урала. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 119.
- Нехорошев В.П. 1958. Геология Алтая. М.: Госгеолтехиздат.
- Нечехухин В.М. 1969. Региональный зеленокаменный метаморфизм вулканогенных пород Баймакского района на Южном Урале. — В кн.: Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала. М.: Наука.
- Никитий И.Ф. 1973. Ордовик Казахстана, ч. 2. Палеогеография и палеотектоника. Алма-Ата: Наука.
- Огаринов И.С., Хатъянов Ф.И. 1962. К вопросу о восточной границе складчатого основания Русской платформы и ее тектонической связи с Уральской герцинской складчатой областью. — Докл. АН СССР, 143, № 3.
- Ожиганов Д.Г. 1955. Геологическое строение метаморфического пояса хр. Уралтау Южного Урала. — Уч. зап. Баш. пед. ин-та, вып. 4.
- Павленко А.С. 1973. Гранитоидные формации Центрально-Азиатской складчатой области. — Автореф. докт. дис. М.: ГЕОХИ АН СССР.
- Павленко А.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С. 1975. Вещественное преобразование океанической коры континентов. — В кн.: Тезисы докладов на Всесоюзном совещании "Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии". М.
- Павлинов В.Н. 1937. Стратиграфия и тектоника южной части Южного Урала. — Труды МГРИ, 9.
- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. 1968. Хроматиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука.
- Павловский Е.В., Марков М.С. 1963. Некоторые общие вопросы геотектоники. Труды ГИН АН СССР, вып. 93.
- Падалка Г.Л. 1936. Перидотитовый массив Пай-Ер на Полярном Урале. — Труды Ин-та Арктики, вып. 47.
- Панков Ю.Д. 1971. Ильменогорский метаморфический комплекс. — Труды Ильменогорского гос. заповедника, вып. 9.
- Панков Ю.Д. 1972. Зональные метаморфические комплексы южной части Сысертско-Ильменогорского мегаантиклинория на Южном Урале. — Автореф. канд. дис. Свердловск.
- Пейве А.В. 1947. Тектоника Североуральского бокситового пояса. — Материалы к познанию геологического строения СССР, нов. серия, вып. 4 (8).
- Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, № 4.
- Пейве А.В. 1975. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. — Геотектоника, № 5.
- Пейве А.В., Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1972а. Проблемы внутриконтинентальных геосинклиналей. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIV сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Тектоника. М.: Наука.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л. и др. 1971а. Океаны и геосинклинальный процесс. — Докл. АН СССР, т. 196, № 3.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С. и др. 1971б. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Урала. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др. 1972б. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геол., № 12.
- Перфильев А.С. 1968. Особенности тектоники севера Урала. — Труды ГИН АН СССР, вып. 182.
- Перфильев А.С. 1977. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. — Автореф. докт. дис. М.: ГИН АН СССР.
- Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1973. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах. — Геотектоника, № 3.
- Перфильев А.С., Суетенко О.Д. 1974. Герциниды Южной Монголии. — В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. (Тезисы Совместной советско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 9.). М.: Наука.
- Перфильев А.С., Херасков Н.П. 1964. Урал. — В кн.: Тектоника Европы. М.: Недра.
- Петров Н.Ф. 1970. К стратиграфии ордовикских отложений западного склона Южного и Среднего Урала. — Труды Ин-та геол. и геохим. Урал. фил. АН СССР, вып. 87.
- Петровский А.Д. 1962. Литология и условия образования тремадокских песчаников в южной части Южного Урала. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 86.
- Плюснин К.П. 1969. Шарьяжи западного склона северного и среднего Урала, их возраст и структурное положение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4.
- Плюснин К.П. 1971. Методика изучения тектонических структур складчатых

- тых поясов. (На примере Урала). Пермь.
- Плюснин К.П. 1975. Тектоническая эволюция и особенности формирования структуры палеозойд Урала. — Автореф. докт. дис. Свердловск.
- Плюснин К.П., Плюснина А.А., Зенков И.И. 1965. Новые данные о граптолитовых сланцах Южного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11.
- Плюснина А.А. 1969. Каменноугольная система. Магнитогорский синклиниорий. — В кн.: Геология СССР, т. 12, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра.
- Плюснина А.А. 1974. Стратиграфия верхнедевонских нижнекаменноугольных отложений северной части Магнитогорского синклинория. — Автореф. канд. дис. Свердловск.
- Плюснина А.А., Плюснин К.П. 1972. Стратиграфия. Тектоника и история развития. — В кн.: Путеводитель экскурсий по разрезам карбона восточного склона Южного Урала (Магнитогорский синклиниорий). Свердловск.
- Пуршняков Г.М. 1968. Герциниты Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. — Автореф. докт. дис. Л.
- Прокин В.А. 1966. Распределение главных метасоматических минералов вблизи колчеданных залежей (на примере Урала). — В кн.: Материалы к II конференции по околорудному метасоматозу. Тезисы докладов. Л.
- Прокин В.А. 1973. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. — Автореф. докт. дис. Свердловск.
- Пронин А.А. 1947. О вулканических явлениях в нижнем карбоне на восточном склоне Среднего Урала. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала, вып. 2. М.—Л.: Госгеолиздат.
- Пронин А.А. 1950. Девонские образования Алапаевско-Каменского района на Урале. — Труды Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, вып. 17.
- Пронин А.А. 1952. Турнейский ярус на восточном склоне Среднего Урала. — Докл. АН СССР, 85, № 5.
- Пронин А.А. 1953. Визейский ярус восточного склона Среднего Урала. — Докл. АН СССР, 90, № 3.
- Пронин А.А. 1960. Докембрий восточного склона Среднего Урала. — Труды Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, вып. 51, № 5.
- Пронин А.А. 1965. Основные черты истории тектонического развития Урала. Варисийский цикл. М.—Л.: Наука.
- Пучков В.Н. 1973а. Новые данные по стратиграфии и тектонике палеозой лемвинского типа в бассейне Верхней Печоры. — В кн.: Ежегодник-1972. Институт геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар.
- Пучков В.Н. 1973б. О палеотектонической природе Лемвинской зоны Полярного Урала. — Геотектоника, № 6.
- Пучков В.Н. 1974. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозойдах Лавразии. — Докл. на заседании Президиума Коми филиала АН СССР, 7 фев. 1974 г. Сыктывкар.
- Пучков В.Н. 1975а. Лемвинская зона Полярного Урала и ее гомологи. — В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М.: Наука.
- Пучков В.Н. 1975б. Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука.
- Пучков В.Н. 1976. Палеозойские доорогенные формации западного склона Урала. — Геотектоника, № 3.
- Пучков В.Н. 1979. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука.
- Пучков В.Н., Раабен М.Е. 1972. Байкальская моласса на севере Урала. — Докл. АН СССР, 254, № 3.
- Пушаровский Ю.М. 1964. Пути тектонического районирования пояса кайнозойских структур, обрамляющих Тихий океан. — В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М.: Наука.
- Пушаровский Ю.М. 1972. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента земли. — Труды ГИН АН СССР, вып. 234.
- Пушаровский Ю.М., Архипов И.В. 1972. Тектонические аспекты Чилийских Анд. — Геотектоника, № 6.
- Рапопорт М.С. 1971. Геология и магматизм района Шиловско-Коновской группы гранитоидных массивов на Среднем Урале. — Автореф. канд. дис. Свердловск: Ин-т геол. и геолжм. УНЦ АН СССР.
- Рапопорт М.С., Булькин Л.Д., Зенков К.К. 1974. Магматические комплексы восточного склона Среднего Урала и их металлогения. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов 3-го Уральского петрографического совещания. Т. 3. Свердловск.
- Рапопорт М.С., Зенков И.И. 1973. Эволюция палеозойского вулканизма в южной части восточного склона Среднего Урала. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.
- Раабен М.Е. 1957. К вопросу о стратиграфическом положении макшанской свиты Южного Урала. — Докл. АН СССР, 117, № 6.
- Раабен М.Е. 1959. Стратиграфия древних свит Полярного Урала. Стратиграфия и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала. — Труды ГИН АН СССР, вып. 35.

- Решетников Н.Ф. 1960. К вопросу о стратиграфическом положении макшанской свиты Башкирского Урала. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 2. Уфа.
- Решетько В.А. 1962. Геологическое строение района Качканарского габбро-перидотитового массива. — Автореф. канд. дис. Новочеркасск: Политехн. ин-т.
- Рихтер Я.А., Кригер М.А. 1974. Основные типы среднепалеозойского эффузивного магматизма и формирование структур восточного крыла Магнитогорского эвгеосинклинального прогиба. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов Уральского петрографического совещания. Свердловск. Т. 3.
- Романов Б.М. 1949. Габбро-перидотитовые формации Урала. — Сов. геол., № 40.
- Романов Б.М. 1958. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 6. М.: Госгюлтехиздат.
- Романов Э.Д. 1974. Опорные разрезы Южного Урала. М.: Наука.
- Романов В.Д., Морозова Л.А. 1970. Тектоника докембрия Урала. — Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 129.
- Роненсон Б.М. 1959. Основные черты геологического строения северной части Вишневых гор. — Изв. высш. учеб. завед. Геол. и развед., № 1.
- Ротарь А.Ф. 1974. Макшанская свита (рифей) на Южном Урале. — Сов. геол., № 4.
- Руженцев В.Е. 1948. Основные фациальные зоны сакмаро-аргинского комплекса на Южном Урале. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1.
- Руженцев С.В. 1972. Основные фаунистические комплексы силура Сакмарской зоны Южного Урала. — Докл. АН СССР, 207, № 5.
- Руженцев С.В. 1974. Шарьяжи и их роль в развитии линейных складчатых поясов. — Автореф. докт. дис. М.: ГИН АН СССР.
- Руженцев С.В. 1976. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). — Труды ГИН АН СССР, вып. 283.
- Руженцев С.В., Поспелов И.И. 1972. К проблеме "офиолитового комплекса" центральной части Сакмарской зоны Урала. — Докл. АН СССР, 203, № 1.
- Румянцева Н.А. 1968. Спилито-диабазовая формация Урала. — В кн.: Тезисы докладов совещания "Петрология и металлогения базитов". М.
- Савельев А.А. 1974. Геология и хромитоносность гипербазитов Войкар-Сынынского массива (Полярный Урал). — Автореф. канд. дис. Свердловск.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н. 1969. Петрология и хромитоносность гипербазитов Войкар-Сынынского массива. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Труды 2-го Уральского петрографического совещания. Т. 2. Свердловск.
- Савельева Г.Н. 1973. Геология и петрология гипербазитов Войкар-Сынынского массива (Полярный Урал). — Автореф. канд. дис. Свердловск.
- Савельева Г.Н., Савельев А.А. 1970. Гипербазиты южной части Войкар-Сынынского массива. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР, № 6. Сыктывкар.
- Самыгин С.Г., Селиверстов Г.Ф. 1977. О структурном положении комплекса Уфимского амфитеатра. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Башкирии. Уфа.
- Сегалович В.И. 1973. Геофизическая модель Кемпирсайского ультраосновного массива в свете новых представлений о тектонике Урала. — Докл. АН СССР, 213, № 3.
- Сенченко Г.С. 1972а. Магнитогорская широта на Южном Урале. — В кн.: Тектонические структуры Южного Урала и история их формирования. Вып. 18. Уфа.
- Сенченко Г.С. 1972б. Морфологические типы складчатости и складчатых структур западного борта Магнитогорского мегантиклинория и закономерности пространственной их локализации. — В кн.: Тектонические структуры Южного Урала и история их формирования. Вып. 18. Уфа.
- Сергиевский В.М. 1936. Петрографический очерк пород Кызыло-Уртазымского района. — Труды ЦНИГРИ, вып. 59. Л.
- Сергиевский В.М. 1948. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала. — Материалы ВСЕГЕИ, общая серия, № 8.
- Сирин Н.А. 1945. Геолого-петрографическое исследование Полярного Урала. — Труды ИГН АН СССР, вып. 72, петрогр. сер. (№ 22).
- Смирнов Г.А. 1953. Материалы по палеогеографии Урала. Средний карбон. — Труды Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, вып. 22.
- Смирнов Г.А. 1956. Уфимский амфитеатр. — Там же, вып. 25.
- Смирнов Г.А. 1957. Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус. — Там же, вып. 29.

- Смирнов Г.А. 1971. К истории тектонического развития Урала по данным литолого-фациальных исследований. - Геотектоника, № 2.
- Смирнов Г.А. 1972. К хронологии возникновения покровных структур на Урале. - В кн.: Ежегодник-1971. Институт геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР. Свердловск.
- Смирнов Г.А., Беллавиц О.В. 1974. Покровные структуры в Уфимском амфитеатре Урала. - Докл. АН СССР, 219, № 5.
- Смирнов Г.А., Ключина М.Л., Сялапцев Е.В., Пумпянский А.М. 1972. Фациальные особенности южного обрамления верхнефранского олистодрома на восточном склоне Южного Урала. - В кн.: Ежегодник-1971. Институт геологии и геохимии Урал. науч. центра АН СССР. Свердловск.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. 1967. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 4. Турнейский век. Свердловск.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л., Анфимов Л.В. 1974. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 5. Франский век. М.: Наука.
- Смирнов Ю.Д., Бекасова Н.Б., Боровко Н.Г. и др. 1971. Условия образования и палеогеография доверхнедевонских терригенных толщ Колво-Вишерского края. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар. Т. 1.
- Соболев И.Д. 1963. О гранитных формациях Урала. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. - Труды 1-го Уральского петрографического совещания. Т. 3. Свердловск.
- Соболев И.Д. 1969. Тектоника Урала. - В кн.: Геология СССР, т. 12, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра.
- Соболев И.Д. 1972. О тектоно-магматическом развитии Урала. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар.
- Соколов В.Б. 1974. Геологическое строение и тектоническое развитие земной коры в пределах восточного склона Среднего Урала по результатам сейсмических исследований. - Автореф. канд. дис. Свердловск.
- Соколов В.Б., Козырев Е.И., Рыбалка В.М. 1972. Основные черты глубинного строения земной коры восточного склона Среднего Урала по профилю Камышлов - Асбест - оз. Таватуй. - Труды Ин-та геол. и геохим. Урал. науч. центра АН СССР, вып. 49.
- Старков В.Д. 1974. Гранитоидные комплексы среднего и позднего палеозоя Восточно-Мугоджарского поднятия. - Автореф. канд. дис. Свердловск: Ин-т геол. и геохим. УНЦ АН СССР.
- Старков В.Д., Панова Н.Л. 1973. Новые данные о геохронологии гранитоидов Восточно-Мугоджарского поднятия. - В кн.: Ежегодник-1972. Института геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР. Свердловск.
- Суворов А.И. 1963. Спасская зона Центрального Казахстана и некоторые вопросы свдвиговой тектоники. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9.
- Сумин Г.О. 1953. О натриевом метасоматозе в скарновых железорудных месторождениях. - В кн.: Вопросы геологии и петрографии. Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР.
- Тимонин Н.И. 1975. Тектоника гряды Чернышева (северное Приуралье). Л.: Наука.
- Тихонов В.И. 1974. Строение пограничной зоны герцинской и каледонской складчатых областей на западе Монголии. - Геотектоника, № 4.
- Тищенко В.Т. 1971. Щелочно-базальтоидная формация нижнего девона в южной части западного крыла Магнитогорского прогиба. - В кн.: Тезисы докладов к 1-му симпозиуму по вулканизму Южного Урала. Миасс.
- Трифонов В.П., Влох Н.П., Алейников А.Л. и др. 1968. Явление выдавливания гранитных массивов. - Докл. АН СССР, 179, № 1.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Краснобаев А.А., Макаров В.В. 1970. Геохронология Уральского докембрия. - Геохимия, № 4.
- Турбанов В.Ф., Панков Ю.Д., Милицина В.С., Паршина Т.Н. 1971. Стратиграфия района южного переклиналичного замыкания Вишневогорско-Ильменгорского антиклинория в связи с проблемой возраста его высокометаморфизованных пород. - Труды Ильмен. заповедника Урал. науч. центра АН СССР, вып. 11. Свердловск.
- Успенский Н.М. 1952. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала. - В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М.: Госгеолиздат.
- Устрицкий В.И. 1961. О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала. - Труды НИИГА, 123.
- Федотов С.А. 1969. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим данным на 1969 год. - В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский: Дальневосточное книжное издательство.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. 1975. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука.

- Фролова Т.И. 1968. Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании. - Сов. геол., № 8.
- Фролова Т.И. 1969. О дифференциации и ассимиляции в формировании вулканогенных формаций начальных этапов развития геосинклинальных областей. - В кн.: Вопросы петрохимии. Л.
- Фролова Т.И. 1970. Геосинклинальный вулканизм. Некоторые проблемы размещения и происхождения вулканогенных формаций на примере восточного склона Южного Урала. - Автореф. докт. дис. М.: Изд-во МГУ.
- Фролова Т.И. 1974. О типе базальтоидных порфиритовых формаций геосинклиналей. - В кн.: Петрология и металлогения базитов. М.: Наука.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. 1969а. Петрохимические критерии сходства и различия субвулканических и эффузивных фаций комагматических серий. - В кн.: Вопросы петрохимии. Л.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. 1969б. Сравнительная характеристика эффузивных и субвулканических фаций среднего девона на Южном Урале. - Вестн. МГУ. Сер. геол., № 4.
- Фролова Т.И., Рудник Г.Б., Шарфман В.С. 1966. Главнейшие особенности развития магматизма в палеозойской эвгеосинклинали восточного склона Южного Урала. - Сов. геол., № 5.
- Хворова И.В. 1960. Флишевая и нижняя молассовая формация Южного Урала. - Изв. высш. учеб. завед. Геол. и развед., № 4.
- Хворова И.В. 1961. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. - Труды ГИН АН СССР, вып. 37.
- Хворова И.В. 1968. Кременнакопление в геосинклинальных областях прошлого. - В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука.
- Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Золотарев В.П. и др. 1978. Формации Сакмарского аллохтона. - Труды ГИН АН СССР, вып. 311.
- Хворова И.В., Елисеева Г.Г. 1963. Структурные особенности туфовых туфобитов ирендыкской свиты. - Бюл. МОИП, отд. геол., 38, вып. 3.
- Хворова И.В., Ильинская М.Н. 1961. Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений ирендыкской свиты. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11.
- Хворова И.В., Ильинская М.Н. 1963. Сравнительная характеристика вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. - Труды ГИН АН СССР, вып. 81.
- Херасков Н.Н. 1975а. Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. - Автореф. канд. дис. М.
- Херасков Н.Н. 1975б. Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна. - Геотектоника, № 1.
- Херасков Н.П. 1948. Принципы составления тектонических карт складчатых областей Южного Урала. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5.
- Херасков Н.П. 1951. Геология и генезис восточнобашкирских марганцевых месторождений. - В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти акад. А.Д.Архангельского. М.: Изд-во АН СССР.
- Херасков Н.П. 1967. Геосинклинальные формации уралид западного склона Урала. - В кн.: Тектоника и формации. Избр. труды. М.: Наука.
- Херасков Н.П. 1971. Эбетинские шарьжи на Южном Урале. - Геотектоника, № 4.
- Херасков Н.П., Милановский Е.Е. 1953. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала. - В кн.: Памяти проф. А.Н.Мазаровича. М.: Изд-во МОИП.
- Херасков Н.П., Перфильев А.С. 1963. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. - Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
- Херасков Н.П., Разумова В.Н. 1967. Гипербазитовая формация Кемпирсайского массива Южного Урала и ассоциирующие с ней габбро-амфиболиты. - В кн.: Тектоника и формации. Избр. труды. М.: Наука.
- Ходякович А.Н. 1949. К стратиграфии силурийских и девонских карбонатных образований западного склона Среднего Урала. - Сов. геол., сб. 39.
- Царицын Е.П. 1971. Акцессорные хромшпинелиды в гипербазитах Хабаровинского массива на Южном Урале. - Автореф. канд. дис. Свердловск: ИГТ УНЦ АН СССР.
- Червяковский Г.Ф. 1959. О включениях и обломках кварцево-серпичитовых сланцев в массивных рудах некоторых месторождений Среднего Урала. - Труды Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, вып. 43.
- Червяковский Г.Ф. 1962. Об остатках среднепалеозойских вулканических аппаратов на Урале. - В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР.
- Червяковский Г.Ф. 1963. О некоторых особенностях формирования вулканогенных толщ Урала. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральского петрографического совещания. Свердловск. Т. 2.
- Червяковский Г.Ф. 1964. Вулканические структуры в вулканогенных зонах Урала. - Докл. АН СССР, 159, № 1.
- Червяковский Г.Ф. 1965. О роли и значении некоторых фаций Тагильо-Маг.

- нигогорского погружения. — В кн.: Палеогеология Урала. Свердловск.
- Червяковский Г.Ф. 1972. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука.
- Червяковский Г.Ф., Коротеев В.Н. 1963. Андезито-базальтовые формации Урала. — В кн.: Третье Всесоюзное петрографическое совещание. Новосибирск.
- Червяковский Г.Ф., Червяковский С.Г. 1972. К вопросу о надвиговых дислокациях в толще раннекаменноугольных отложений Магнитогорского погружения на Южном Урале. — В кн.: Ежегодник—1974. Институт геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР, Свердловск.
- Чесноков С.В. 1971. Проблема шельфовых гнейсов. — Труды Ильменского заповедника Уральского филиала АН СССР, вып. 9.
- Чурилин Н.С., Малахова Л.В. 1973. История формирования эффузивных и интрузивных членов базальтогранитовой ассоциации. — Труды Ин-та геол. и геохим. Урал. науч. центра АН СССР, вып. 100.
- Шарфман В.С. 1959. Стратиграфия и тектоника зеленокаменного синклинали Баймакского района Башкирии. — Сов. геол., № 8.
- Шарфман В.О. 1962. Силурийский диабазо-спилитовый комплекс западного крыла Магнитогорского синклинали Южного Урала. — Вестн. МГУ. Сер. геол., № 6.
- Шарфман В.С. 1965. О взаимоотношении силурийских и девонских вулканических свит в западном крыле Магнитогорского метасинклинали. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 4.
- Шарфман В.С. 1969. Петрохимические особенности среднепалеозойских вулканических комплексов южной части западного крыла Магнитогорского метасинклинали. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Труды 2-го Уральского петрографического совещания. Т. 3. Свердловск.
- Шарфман В.С. 1972. Рудоносные вулканические постройки в раннегеосинклинальных формациях Урала. — Докл. АН СССР, 203, № 1.
- Шарфман В.С., Горохов С.С. 1965. Стратиграфия метаморфических свит Орь-Илекского междуречья на Южном Урале. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 4.
- Шарфман В.С., Костина Р.И. 1974. Особенности строения и развития палеовулканических меденосной провинции Южного Урала. — В кн.: Палеовулканизм и оруденение. 2-й Уральский палеовулканогеологический симпозиум. Тезисы докладов Свердловск — Миасс.
- Шарфман В.С., Степанова Т.П. 1971. Сибирская рудоносная вулканическая постройка в Магнитогорском метасинклинали Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1.
- Шатский Н.С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтяной области и смежной части западного склона Южного Урала. — Материалы к познанию геологического строения СССР, нов. серия, вып. 2 (6).
- Ширай Е.П., Агеева С.Г. 1974. Особенности петрохимии и петрологии вулканических формаций Северных Мутоджар. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов 3-го Уральского петрографического совещания. Свердловск.
- Широбокова Т.И. 1973. О фашиальных условиях накопления среднедевонского вулканическо-обломочного комплекса Баймакского меднорудного района (Южный Урал). — В кн.: Ежегодник—1972. Институт геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР. Свердловск.
- Штейнберг А.Д. 1969. Среднедевонские магматические формации Александринского района на Южном Урале. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2-го Уральского петрографического совещания. Т. 3. Свердловск.
- Штейнберг А.Д. 1974. Девонские магматические формации восточного крыла Магнитогорского синклинали на примере Александринского рудного района. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов 3-го Уральского петрографического совещания. Свердловск.
- Штейнберг Д.С. 1961. Интрузивные формации Урала. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8.
- Штейнберг Д.С. 1963. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральского петрографического совещания. Т. 1. Свердловск.
- Штейнберг Д.С. 1964. О химической классификации эффузивных горных пород. — Труды Ин-та геол. Урал. фил. АН СССР, вып. 71.
- Штейнберг Д.С. 1969. Базальтоидный магматизм Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2-го Уральского

- го петрографического совещания. Т. 3. Свердловск.
- Штейнберг Д.С., Соболев И.Д. 1964. Формационное деление магматических образований на Урале. — В кн.: Магматические формации. Труды 3-го Всесоюзного петрографического совещания М.: Наука.
- Штрейс Н.А. 1947. Стратиграфия и тектоника зеленокаменных пород Кировоградского района Свердловской области и особенности размещения в них железной колчеданов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1.
- Штрейс Н.А. 1951. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. — В кн.: Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР. Т. 3.
- Штрейс Н.А. 1967. Значение исследований Н.П. Хераскова в развитии учения о геологических формациях (Введение). — В кн.: Н.П. Херасков. Тектоника и формации. Избр. труды. М.: Наука.
- Шульц С.С. (мл.) 1972. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М.: Недра.
- Щербakov О.А. 1969. О типовых разрезах турнейского яруса на западном склоне Среднего Урала. — В кн.: Геология и полезные ископаемые карбона Западного Урала. (Сб. науч. трудов Пермск. политехн. ин-та, № 38). Пермь.
- Bailey E.H., Blake M.C. Jr. 1974. Major chemical characteristics of Mesozoic Coast Range ophiolite in California. — U.S. Geol. Surv. J. Res., 2.
- Bailey E.H., Blake M.C., Jr., Jones D.L. 1970. On land Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges. — Geol. Surv. Profess. Pap., N 700-C.
- Bailey E.H., Irwin W., Jones D. 1964. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California. — Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 183.
- Bailey E.H., McCallien W. 1951–1953. Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrush. — Tma. Roy. Soc. Edinburg, 62, pt. 2.
- Bird J.M., Dewey J.F. 1970. Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. — Bull. Geol. Soc. Amer., 81.
- Coleman R.G. 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. — J. Geophys. Res., 75, N 5.
- Coombs D.S. 1961. Some recent work on the lower grade metamorphism. — Austral. J. Sci., 24.
- Dewey J.F. 1969. Evolution of the Appalachian-Caledonian orogen. — Nature, 220.
- Dewey J.E., Bird J.M. 1970. Plate tectonics and geosynclines. — Tectonophysics, N 5-6.
- Dewey J.F., Bird J.M. 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suites Appalachian ophiolites in Newfoundland. — Geophys. Res., 76, N 14.
- Dewey J.F., Pitman W.C., Ryan B.F., Bonnin J. 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. — Bull. Geol. Soc. Amer., 84, N 10.
- Dickinson W.R. 1971. Plate tectonic models of geosynclines. — Earth and Planet. Sci. Lett., 10, N 2.
- Dietz R.S. 1961. Continental and oceanic basin evolution by spreading of the sea floor. — Nature, 190, N 4779.
- Ei-Hinnawi E.E. 1964. Petrochemical character of African volcanic rocks. Pt 2. East Africa. — Jahrb. Mineral. Mitt., 6.
- Gansser A. 1960. Auseralpine Ophiolith-Probleme. — Eclogae geol. helv., 52, N 2.
- Gates O., Power H.A., Wilcox R.E. 1971. Geology of the New Islands Alaska. — Geol. Surv. Bull., N 1028-U.
- Hess H.H. 1965. Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea-floor. — In: Submarine geology and geophysics. London: Butter, Warth.
- Hsu K.S. 1972. The concept of the geosyncline yesterday and today. — Trans. Leicester — Liter. Phil. Soc., 66.
- Initial Report. Deep sea drilling project, 1977, Leg-37.
- Jackson E.D. 1966. Xenoliths in Hawaiian basalts. — Annu. Meet. Geol. Soc. Amer.
- Le Pichon X. 1968. Sea-floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res., 73, N 12.
- Matsuda T., Uyeda S. 1971. On the Pacific-type orogeny and its model-extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. — Tectonophysics, 2, N 1.
- Matsumoto T. 1967. Fundamental problem in the Circum-Pacific orogenesis. — Tectonophysics, 4, N 4-6.
- Mijashiro A. 1967. Orogeny, regional metamorphism and magmatism in the Japanese Islands. — Medd. Dan. geol. foren., 17, II. 4.
- Misch P. 1966. Tectonic evolution of the Northern Cascades of Washington State. — Can. Inst. Mining. and Met., Spec. vol., N 8.
- Smith Ch. H. 1958. Bay of islands igneous complex Western Newfoundland. — Mem. Geol. Surv. Can., N 290.
- Tayer T.P. 1963. Flow-layering in alpine peridotite-gabbro complexes. — Spec. Pap. Mineral. Soc. Amer., N 1.
- Tayer T.P. 1969a. Alpine-type sensu strictu (ophiolitic) peridotites: refractory residues from partial melting or igneous sediments? — Tectonophysics, 7, N 5-6.
- Tayer T.P. 1969b. Peridotite-gabbro complex as keys to petrology of Mid-Oceanic Ridges. — Bull. Geol. Sci. Amer., 80, N 8.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава первая	
ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	8
Глава вторая	
МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА ЗАПАДНОГО СКЛОНА	11
Глава третья	
ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА ВОСТОЧНОГО СКЛОНА	17
Комплексы меланократового основания	17
Альпидный (дунит-гарибургитовый) комплекс и связанные с ним габброиды и метабазиты	17
Дунит-пироксенит-габбровый (платиноносный) комплекс	43
Серпентинитовые меланжи и серпентинитовые тектониты	48
Обсуждение	51
Комплекс рифтогенной стадии ($C_m - O_1$)	57
Комплексы океанической и переходной стадий развития	65
Тагильская зона	65
Западная зона	78
Осевая зона	92
Восточная зона	103
Обсуждение	104
Формационный комплекс флишевой стадии ($D_3 - C_1$)	124
Формационный комплекс предконтинентальной стадии ($C_{1t} - C_{1n}$)	128
Формационный комплекс континентальной стадии	132
Комплекс раннего (орогенного) этапа (PZ_3)	132
Гнейсово-мигматитовые комплексы эвгеосинклинальной зоны	135
Глава четвертая	
НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ МОРФОЛОГИИ СТРУКТУР	139
Миогеосинклинальная зона Западного склона	139
Эвгеосинклинальная зона Восточного склона	141
Глава пятая	
ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ	154
Глава шестая	
ПОЛОЖЕНИЕ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ ПАЛЕОЗОИД	163
ЛИТЕРАТУРА	171

CONTENTS

INTRODUCTION	3
Chapter first	
PRINCIPAL STRUCTURAL ELEMENTS	8
Chapter second	
MIOGEOSYNCLINAL ZONE OF THE WESTERN SLOPE	11

Chapter third.

EUGEOSYNCLINAL ZONE OF THE EASTERN SLOPE	17
Melanocratic base complexes	17
Alpine-type (dunite-harzburgite) complex and related gabbroids and metabasites	17
Dunite-pyroxenite-gabbro (platinum-bearing) complex	43
Serpentinitic melange and serpentinitic tectonite	48
Some conclusions	51
Complex of the riftogenic stage (C-O ₁)	57
Complexes of the oceanic and transitional development stages	65
Tagil zone	65
Western zone	78
Axial zone	92
Eastern zone	103
Discussion	104
Formation complex of the flysch stage (D ₃ -C ₁)	124
Formation complex of the pre-continental stage (C _{1t} -C _{1n})	128
Formation complex of the continental stage	132
Complex of the erlyer (orogenic) stage (PZ ₃)	132
Gneiss-migmatitic complex of the eugeosynclinal zone	135

Chapter fourth.

SOME MORPHOLOGICAL FEATURES OF THE STRUCTURES	139
Miogeosynclinal zone of the Western slope	139
Eugeosynclinal zone of the Eastern slope	141

Chapter fifth.

FORMATION OF THE EARTH'S CRUST OF THE URALIAN FOLDED SYSTEM	154
---	-----

Chapter sixth

POSITION OF THE URALIAN FOLDED SYSTEM IN THE GENERAL STRUCTURE OF PALEOZOIDS	163
BIBLIOGRAPHY	171

Андрей Степанович Перфильев

ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛЬСКОЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом

Редактор Л.В. Миракова. Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технические редакторы Л.В. Русская, Н.А. Посканная

ИБ № 16349

Подписано к печати 21.05.79. Т — 08752. Формат 70x108 1/16. Бумага офс. № 1
Усл.печ.л. 16,5+0,4 вкл. Уч.-изд.л. 18,9. Тираж 850 экз. Тип. зак. 240 Цена 2р. 90к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12
