

А. А. Тронин

**ОСНОВНЫЕ
ЧЕРТЫ
ИСТОРИИ
ТЕКТОНИЧЕСКОГО
РАЗВИТИЯ
УРАЛА**

551.24
П 78

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Уральский филиал
Институт геологии и геохимии

А. А. ПРОНИН

Основные
черты истории
тектонического
развития
Урала
Каледонский цикл



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Ленинградское отделение,
Ленинград — 1971



Основные черты истории тектонического развития Урала. Каледонский цикл. А. А. Пронин. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971, 1—215.

В работе охарактеризован каледонский цикл тектонических движений, главным образом описанием хронологии тектонических движений. Выделены три эпохи тектонической активности земной коры: позднебайкальская, салаирская и таконская с изложением фактических данных, содержащихся в печатных и рукописных отчетах различных исследователей, а также результатов полевых наблюдений автора. Основным выводом автора сводится к тому, что он отводит тектоническим движениям каледонского цикла на Урале такую же роль, как и цикла герцинского, и не согласен с теми исследователями, которые выводят каледонский цикл тектонической эволюции Уральской геосинклинальной области на роль только подготовительной стадии в рамках «сквозного» варисского или каледоно-варисского «тектоно-магматического цикла». Табл. — 1, рис. — 17, библиогр. — 606 назв.

В настоящем, втором, выпуске «Истории тектонического развития Урала» изложены основные результаты исследований автора по истории развития Уральской геосинклинальной области в каледонском цикле, охватывающем время от начала палеозоя до конца раннедевонской или начала среднедевонской эпохи. Как уже отмечалось в первом выпуске работы (Пронин, 1965), некоторые уральские, и не только уральские, геологи придерживаются той точки зрения, что каледонский цикл развития уральской геосинклинали остался незавершенным и представляет только начальную, подготовительную стадию цикла варисцийского, являющегося на Урале главным. На этом основании считается, что подавляющее большинство уральских гранитов и гнейсов гранитного состава образовалось в позднепалеозойское, т. е. поздневарисцийское время и характеризует конечный или инверсионный этап единого каледоно-варисцийского тектоно-магматического цикла развития Урала, продолжавшегося от начала ордовика до раннего мезозоя. Такой единый палеозойский цикл получил у некоторых авторов название сквозного.

Автор не разделяет такого мнения о моноциклическом развитии уральской геосинклинали и считает, что почти все основные, не только геоантиклинальные, но и геосинклинальные, структуры второго порядка здесь имеют каледонскую тектоническую основу. Масштабы гранитного магматизма и сопутствующего ему метаморфизма, как будет показано ниже (см. гл. V), в каледонском цикле также были не меньшими, чем в варисцийском.

Необходимо согласиться с мнением Н. А. Штрейса, который (1951), характеризуя развитие тектонических структур Тагильского синклинория Урала, пишет следующее: «Легко видеть, что все свойственные синклинорию главнейшие тектонические формы уже в среднем девоне представляли вполне сложившиеся образования. Поэтому естественно сделать вывод о том, что *зеленокаменная полоса восточного склона Урала обладала прежде всего ярко выраженным каледонским или, точнее, позднекаледонским развитием и что её, если можно так сказать, тектоническую*

основу составляет *позднекаледонская складчатая структура*» (курсив мой, — А. П.). Геосинклинальные условия в пределах Тагильско-Магнитогорского погружения в варисцийском цикле сохранились только в некоторых районах, или субзонах, южной (Магнитогорской) и самой северной (Северососьвинской) частей, где довольно широким распространением пользуются средне- и верхнедевонские и нижнекаменноугольные осадочные и вулканические породы. Все же остальное пространство прогиба, приблизительно от широты г. Верхнеуральска до верховьев бассейна р. Северной Сосьвы, представляло в течение герцинского цикла эпикаледонскую орогенную структуру, т. е. молодую платформу, или зону завершённой складчатости. Что касается геосинклинальных зон, или поднятий Урала, таких как Башкирское, Уралтауское, Восточноуральское и Восточномугоджарское, занимающих в совокупности не меньшую площадь, чем площадь прогибов, то складчатые структуры в них полностью сформированы докембрийскими (байкальскими) и раннекаледонскими складкообразующими движениями земной коры. Между структурами байкальскими и раннекаледонскими, с одной стороны, и позднекаледонскими и герцинскими — с другой на Урале имеется не только угловое, но и азимутальное несогласие.

Подсчет количественных соотношений имеющих на начало 1968 г. около 730 значений абсолютного возраста исследованных образцов уральских гранитоидов (гранитов и парагнейсов) также показал, что верхнепалеозойские, или позднегерцинские граниты и гнейсы составляют всего лишь около 36,8% от общего количества исследованных на определение абсолютного возраста образцов. Герцинские гранитоиды, образовавшиеся в диапазоне времени от начала среднего девона до триаса, составляют около 50% всех исследованных проб, остальные 50% приходятся на долю каледонских и докембрийских пород этого типа (подробнее об этом говорится в гл. V, посвященной вопросу о взаимосвязи тектогенеза и магматизма на Урале). Так как образцы гранитоидов для определения абсолютного возраста отбирались в поле широким кругом геологов главным образом при геологосъемочных и поисковых работах без намерения выделить догерцинские граниты, есть основание предполагать, что приведенные количественные соотношения различных возрастных групп исследованных на абсолютный возраст гранитоидов Урала довольно объективно отражают их распределение и в природных условиях. К тому же, можно подозревать, что распространение каледонских и докембрийских гранитоидов на Урале в действительности более значительно, но в зонах тектонических погружений они перекрыты толщами пород герцинского структурного яруса и потому недоступны для изучения.

В свете сказанного, нам кажется, нет оснований рассматривать каледонскую геосинклинальную область Урала как недораз-

вившуюся, а соответствующий отрезок его тектонической истории низводить до степени подготовительной или начальной стадии единого варисского тектоно-магматического цикла, начавшегося в раннем палеозое, хотя необходимо сразу подчеркнуть, что качественно каледонский цикл развития Урала существенно отличался от цикла вариссийского. О сути этого отличия подробнее будет сказано в гл. VI.

Каледонский цикл тектонического развития Урала в настоящей работе выделяется как вполне самостоятельный, а тектонические, магматические и седиментационные процессы этого этапа истории развития Урала играли не меньшую роль в формировании его общей структуры и месторождений важнейших полезных ископаемых, чем процессы цикла вариссийского. Цикл завершился почти повсеместным образованием молодой эпикаледонской платформы с орогенными тектоническими условиями.

Степень геологической изученности Урала на сегодня такова, что задача характеристики каледонского цикла его тектонической истории состоит не в поисках доказательств проявления складчатых и колебательных движений земной коры этого цикла, а в описании специфических особенностей проявления самих движений в отдельных структурно-формационных зонах и регионах хребта.

В хронологических рамках каледонского цикла на Урале выделяется три эпохи повышенной тектонической активности земной коры, именуемые для краткости в дальнейшем тектоническими эпохами: салаирская, таконская и позднекаледонская, которые, однако, не следует отождествлять с фазами складчатости известного канона Г. Штилле. Определение понятия «тектоническая эпоха» дано автором в другой работе (Пронин, 1969а) на основе изучения обширного фактического материала по всем континентам, поэтому здесь его можно не приводить.

Упомянутые три тектонические эпохи каледонского цикла разделены двумя периодами относительного тектонического покоя, или анорогенными периодами: ордовикским и силурийским, хронологические границы которых, однако, не вполне совпадают с границами одноименных геологических периодов; анорогенные периоды были короче соответствующих геологических периодов, поскольку начало и конец последних будут соответствовать по времени тектоническим эпохам. Опубликование в 1968 г. унифицированных и корреляционных стратиграфических схем Урала, утвержденных Межведомственным стратиграфическим комитетом в апреле 1964 г., а также объяснительной записки к ним освобождает нас от необходимости подробно описывать палеогеографические и палеотектонические условия анорогенных периодов, так как последние близки по продолжительности, как отмечалось, к геологическим периодам, палеогеографические условия которых достаточно полно представлены в корреляционных схемах ордо-

викской, силурийской и девонской систем Урала, а по отдельным районам — в многочисленных работах различных авторов. Что касается кембрийского периода и раннедевонской эпохи, то они характеризовались некоторыми специфическими особенностями, заслуживающими особого рассмотрения.

В процессе выполнения работы автору оказали существенную помощь многие геологи Уральского, Башкирского, Оренбургского и Североказахстанского геологических управлений и других геологических организаций Урала и соседних областей. Эта помощь выразилась в ознакомлении автора с наиболее интересными разрезами изучаемой им каледонской части палеозойских отложений, в консультациях и советах в период сборов материалов в полевых условиях и во время составления работы и др. Автор считает долгом отметить существенное содействие в выполнении работы со стороны следующих лиц: Н. П. Малаховой, Г. И. Водорезова, М. И. Гараня, Г. П. Габбо, А. В. Ключихина, Б. П. Козина, С. Н. Краузе, В. Л. Малютина, И. И. Никитина, А. И. Олли, Н. Ф. Решетникова, Л. В. Русанова, Г. М. Тетерева, Б. И. Хворова, Н. Ф. Хромых, Л. Д. Чегодаева и др. Систематическое непосредственное участие в работе принимали сотрудники автора по лаборатории: В. В. Мельников, К. В. Монетова, В. В. Баранов, В. Г. Кочеров, Л. М. Гудкова. Определение растительных остатков (спор и пыльцы) произведено сотрудником ВСЕГЕИ Е. М. Андреевой, фораминифер — М. П. Малаховой и Т. В. Прошиной, а остракод — Г. Г. Зенковой. Большую помощь в подборе литературы оказали Л. Г. Баранова, В. С. Загайнова, Л. А. Михайлова и В. П. Савиных. Всем упомянутым лицам, а также геологам, труды которых, как опубликованные, так и рукописные, были использованы при составлении книги, автор выражает искреннюю благодарность.

Глава I

К ПРОБЛЕМЕ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ НА УРАЛЕ

Фундаментом палеозойских складчатых структур Урала на большей части его площади являются позднепротерозойские (рифейские) отложения, образующие самостоятельный, первого порядка структурный этаж в осадочном слое земной коры, ограниченный как снизу, так и сверху крупными перерывами в осадконакоплении и структурными несогласиями. Оценка роли и значения движений земной коры на рубеже протерозоя и палеозоя и специфических особенностей проявления движений земной коры байкальской тектонической эпохи должна основываться на анализе структурных взаимоотношений позднедокембрийских и раннепалеозойских образований в различных структурно-формационных зонах уральской геосинклинальной области. Однако прежде чем касаться вопроса о структурном характере контакта раннепалеозойских и рифейских отложений Урала, необходимо кратко остановиться на типовых особенностях пликативной и дизъюнктивной тектоники последних, а также на палеотектонических условиях формирования отложений рифейского структурного этажа.

В связи с тем что описание истории тектонического развития Урала в позднедокембрийское (рифейское) время должно составить содержание следующей, третьей, книги автора, посвященной байкальскому тектоническому мегациклу, ниже приведены только самые краткие сведения по упомянутым вопросам для облегчения уяснения читателем относительной роли и значения байкальских тектонических движений в развитии структуры Урала.

Основные черты пликативной и разрывной тектоники позднедокембрийского (рифейского) структурного этажа и палеотектонические условия его формирования

Пликативная тектоника рифейского структурного этажа на западном и в меньшей степени на восточном склонах Урала имеет скорее платформенный, чем геосинклинальный характер. Она характеризуется наличием как на западном

(Башкирское и Уралтауское тектонические поднятия), так и на восточном (поднятия Салдинско-Верхисетское, Сысертско-Ильменогорское, Камышловско-Кваркенское, Восточномугоджарское) склонах Урала относительно пологих брахиморфных, иногда близких к куполовидным, структур, имеющих в плане размеры по длинной оси до нескольких десятков км, а в поперечнике — от 1—3 км до 1.5 десятков км. Углы падения рифейских толщ в приосевых частях брахискладок изменяются от 0 до 10°, а в крыльях — от 10 до 40°, изредка до 50—60°. На фоне пологих брахиструктур в рифейских толщах местами располагаются гребневидные линейные складки с более крутыми углами падения толщ в крыльях. Эта линейного типа складчатость имеет прерывистый характер, и не исключена возможность ее более молодого (палеозойского) возраста и в связи с разрывными нарушениями типа взбросов. Как показывают наблюдения, географическая ориентировка длинных осей брахиструктур по отношению к меридиану в плане изменяется в пределах 360° с преобладанием в тех или иных районах Урала северо-западных, северо-восточных, субмеридиональных или субширотных направлений осей.

Разрывы сплошности слоев в толщах рифейского структурного этажа имеют преимущественно характер крутопадающих сбросов и взбросов пространственно, структурно и генетически не сопряженных с брахиморфными складками, но местами генетически связанными с упомянутыми складками линейного типа. Со многими из разрывов, в особенности в пределах Башкирского и Уралтауского поднятий, связаны крупные секущие дайки и силлы долеритов, интрузивных диабазов и габбро-диабазов, образующих в совокушности одну или несколько древних трапировых формаций (Гапеева, 1963). Более логичное объяснение, чем исходя из предположения о наличии здесь геосинклинальных условий, получает и появление в области развития рифея Бердяушских гранитов рапакиви, которые большинством исследователей вообще рассматриваются как образования метасоматические, свойственные платформам и совсем нехарактерные для геосинклиналей.

В подтверждение высказанных соображений о субплатформенном типе пликативной и дизъюнктивной тектоники рифейских отложений Урала ниже приводятся некоторые обобщенные данные о господствующих углах падения рифейских толщ для некоторых районов распространения последних, имеющих детальные геологические карты. Наиболее объективными данными для суждения о типических чертах пликативной тектоники рифея в пределах упомянутых главных тектонических поднятий Урала будут, по-видимому, конкретные значения азимутов простирания и углов падения рифейских толщ, полученные в обнажениях при полевых наблюдениях автора и других геологов, проводивших детальные геологические съемки отдельных районов, где широко распространены отложения позднего докембрия.

Поскольку исчерпывающие сведения об условиях залегания рифейских толщ в пределах главнейших поднятий Урала, как упоминалось, предполагается привести в третьем выпуске работы по истории его тектонического развития, в этой главе мы ограничимся изложением некоторых данных о простирающихся и углах падения рифейских толщ только в отдельных районах Башкирского, Уралтауского и Сысертско-Ильменогорского (Восточноуральского) тектонических поднятий.

В пределах Башкирского поднятия такие данные приводятся для Инзерского района, изучавшегося Г. Б. Яковлевым, Уралтауского — для Присакмарского, картированного С. С. Гороховым, и Сысертско-Ильменогорского — для района, расположенного между железной дорогой Челябинск — Миасс и верховьями р. Увельки, в течение ряда лет изучавшегося Н. Ф. Мамаевым и автором.

Несмотря на то что эти три района расположены в пределах различных тектонических поднятий западного и восточного склонов Урала, упомянутые выше типовые черты пликативной тектоники рифея в них, по существу, одинаковы.

Инзерский район Башкирского поднятия. Всего в этом районе для различных свит рифея было определено автором при полевых работах и заимствовано из материалов Г. Б. Яковлева 195 конкретных значений углов падения, которые условно разделяются на три группы: пологие (от 0 до 30°), средние (30—60°), крутые (60—90°). Из 195 замеров углы падения от 0 до 30° были определены в 122 обнажениях, которые составляют 67% от общего количества замеров, средние углы падения были определены в 47 обнажениях, т. е. в 24% от общего количества и, наконец, крутые углы (60—90°) наблюдались только в 26 обнажениях, т. е. в 9% обнажений с замеренными элементами залегания.

Присакмарский район Уралтауского поднятия. Для этого района благодаря материалам С. С. Горохова и личным замерам автора было получено 141 значение углов падения различных свит позднего докембрия. Из этого количества пологие углы составили 111 замеров, или 79%, средние — 28 замеров, или 19,7%, и крутые углы — только 2 замера, т. е. 1,3% от общего количества.

Сысертско-Ильменогорское поднятие. В пределах этого района, представляющего западную часть более обширного Восточноуральского поднятия, на участке между железной дорогой Миасс—Челябинск и верховьями р. Увельки благодаря замерам Н. Ф. Мамаева, проводившего здесь геологическую съемку, и нашим личным наблюдениям было получено в общем 171 замер углов падения развитой здесь позднедокембрийской серии кремнисто-углистых сланцев, названной Н. Ф. Мамаевым (1958) чулаксайской. Из них 84 замера приходится на долю по-

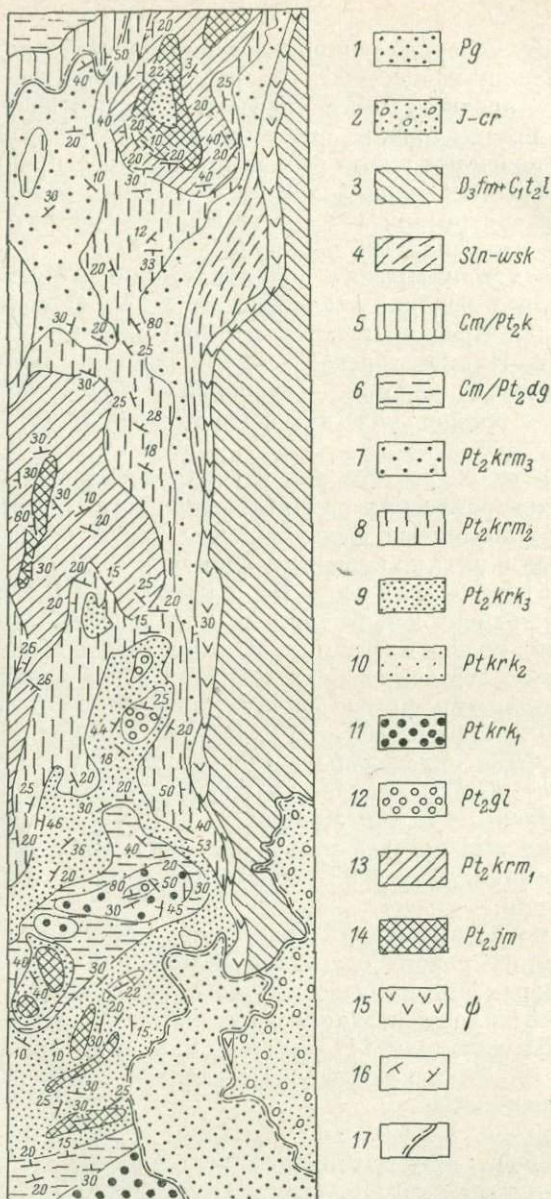


Рис. 1. Брахиморфная складчатость рифейских отложений на Присакмарском участке поднятия Уралтау (по С. С. Горохову, 1964).

1 — палеогеновые отложения; 2 — меловые и юрские отложения; 3 — фаненские отложения (виландская свита); 4 — лландоверийские и вендоксские отложения силура; 5 — курташская свита — кембрий или самые верхи рифей; 6 — дегтярская свита — кембрий или верхи рифей; 7—14 — местные свиты и толщи рифей; 15 — серпентиниты среднепалеозойские; 16 — элементы залегания толщ рифей (цифры на карте — углы падения); 17 — структурное несогласие.

логих или 50% от общего количества, 60 или 35% — средних и 27 или 25% — крутых.

Крутые углы падения во всех трех перечисленных районах сосредоточиваются преимущественно в узких субмеридиональных зонах, поскольку они связаны с упомянутыми линейными гребневидными антиклиналями, такими, например, как хребты Авдырдак и Нары в Башкирском поднятии, хр. Таганой в зоне Уралтау и др.

Азимуты простирания рифейских толщ, как уже отмечалось, варьируют от 0 до 360°, обрисовывая в плане упомянутые брахиморфные складки подобно тому, как это показано на рис. 1, представляющем основные черты структуры Присакмарского отрезка Уралтауского поднятия (по С. С. Горохову). Этот район показателен в том отношении, что здесь видно, что внутренняя складчатая тектоника поднятия, характеризующаяся наличием описанных пологих брахиструктур, не сопряжена с направлением в плане границ всего поднятия. Последние, будучи в общем направлены субмеридионально, как бы срезают брахиструктуры рифейских толщ, длинные оси которых ориентированы косо по отношению к внешним границам поднятия под различным углом, до 90° включительно (рис. 1). Это обстоятельство наряду с расположением на восточной границе Уралтауского поднятия пояса ультрабазитов показывает, что последнее, так же, впрочем, как и другие, представляет в структурном смысле глыбу или горст, а не антиклинорий или мегантиклинорий, как оно часто именуется.

Приведенные данные о брахиморфных структурах в толще рифея, образующих основной тектонический фон рифейского структурного этажа, свидетельствуют, по-видимому, о том, что слагающие его осадочные и вулканические породы формировались на достаточно жестком консолидированном фундаменте карельского, а местами и более древнего возраста. Тот факт, что в рифейских толщах имеет место складчатость, хотя и пологая, заставляет предполагать, что дорифейский фундамент был все-таки более подвижен, чем в пределах восточной части Русской платформы, что, по-видимому, обусловлено большей его раздробленностью на отдельные относительно не крупные по сравнению с платформенными блоками. Здесь уместно будет коснуться и вопроса об основных чертах строения и мощности земной коры под Уралом, сравнив ее с корой Русской платформы.

В 1962—1964 гг. Уральским геологическим управлением Министерства Геологии РСФСР и Институтом геофизики Уральского филиала АН СССР было произведено глубинное сейсмическое зондирование на широтном профиле через Урал длиной около 450 км (от г. Красноуфимска — на западе до г. Тюмени — на востоке). Результаты этих работ изложены в статье Н. И. Халевина и др. (1966). Основные черты глубинного строения Урала

изображены авторами графически на приложенном к статье сейсмогеологическом профиле, воспроизведенном без изменений на рис. 2 (см. вклейку). Как видно из профиля, мощность земной коры под Уралом изменяется от 40 км в районе, расположенном несколько западнее г. Камышлова, до 48 км — восточнее г. Сысерти. Еще до проведения сейсмического зондирования на Урале Р. М. Деменицкая (1961) писала, что без него (зондирования) «остается неясным строение коры Уральских горных сооружений». Можно предполагать, что они почти не отображены в толщине коры. Более того, по меридиану 60° протягивается узкое поднятие гипербазита, правда, незначительной амплитуды, не более 2—4 км. Это значит, что мощность земной коры под Уралом составляет, как и на Русской платформе, 30—36 км и Уральские горы не только не имеют корней, но даже имеют антикорень» (стр. 94—95). Хотя Н. И. Халевин и его соавторы (1966) в аннотации к упомянутой статье и пишут, что «под Уралом имеет место погружение границы Мохоровичича», т. е. «корни гор», (стр. 36), нам кажется, что отмеченные на профиле несколько восточнее г. Сысерти и восточнее г. Камышлова два узких локальных углубления на поверхности мантии являются не следствием изостатической компенсации материала коры и мантии в масштабе всего Урала, а результатом небольшого вертикального перекаса отдельных блоков или глыб коры в связи с наличием между ними глубинных разломов.

Что касается мощности коры на Русской платформе, то А. А. Борисов (1965), характеризуя глубинную структуру территории СССР, пишет: «По поверхности М Русской платформе соответствует прогиб до 52—54 км в области Воронежского и Украинского массивов и глубины порядка 35—40 км на остальной площади» (стр. 42). Таким образом, полоса кристаллических пород Воронежского и Украинского массивов выражена в рельефе поверхности мантии даже более четко, чем Уральские горы, хотя в рельефе земной поверхности последние представлены несомненно значительно резче, чем Украинский и Воронежский массивы. Мощность земной коры под Уралом, таким образом, не только не превышает ее мощность в области выступов на поверхность кристаллического фундамента Воронежского и Украинского массивов, но даже значительно уступает ей.

Более конкретные данные о мощности земной коры на Русской платформе в области Воронежского массива и Украинского щита приводятся в статье Н. П. Семененко и др. (1964), к которой также приложен сейсмогеологический профиль по линии Воронежский массив—Черное море. На этом профиле (рис. 3, см. вклейку) на южной окраине Русской платформы (на профиле — к северу от г. Мелитополя) мощность коры показана равной 50—53 км при мощности «гранитного» слоя около 20 км, а «базальтового» — 22—37 км. На уральском профиле мощность

гранитного слоя варьирует от 6 до 20 км, а базальтового — от 22 до 40 км. Принципиального различия в поведении «гранитного» и «базальтового» слоев в северной части украинского и на уральском профилях не обнаруживается: в обоих случаях они непрерывны в горизонтальном направлении, если не считать нарушений их сплошности глубинными разломами. Отличием гранитного слоя на Урале от такового на Украинском щите является его в целом меньшая и изменяющаяся на некоторых отрезках профиля мощность, что происходит за счет увеличения мощности базальтового слоя («базификации»). Только в этом и состоит различие в строении земной коры между районом типично платформенным — Украинским щитом и районом «типично геосинклинальным» (складчатым) — Уралом, при этом мощность земной коры на Украинском щите, вопреки распространенному представлению, оказывается значительно большей, чем на Урале и приближается к мощности коры в такой активной орогенной зоне, как Тянь-Шань и Памир, где мощность коры, по данным Б. С. Вольвовского и др. (1964), изменяется от 50 до 60 км.

Из приведенных данных о мощности и строении земной коры на Урале и в упомянутых регионах Русской платформы очевидно, что принципиального различия по этим параметрам в структуре коры на платформе и под Уралом не имеется, если не считать более «базифицированного» состава коры на Урале, а это обязывает к несколько иному подходу при оценке палеотектонических условий в отдельные этапы истории развития Урала в докембрии и палеозое.

Палеотектонические условия на Урале в позднем докембрии (рифее)

На различного рода тектонических картах и схемах граница между Уралом и Русской платформой обычно обозначается в виде линии, к западу от которой палеозойские отложения залегают горизонтально, а к востоку — смяты в пологие складки, осложненные дизъюнктивами, и образуют складчатую зону западного склона Урала. Для современной структуры Урала такая интерпретация границы между ним и Русской платформой приемлема, но если рассматривать вопрос об этой границе в историко-геологическом аспекте, то здесь, по-видимому, необходим иной подход.

Личные исследования автора по тектонике Урала позволяют предполагать, что граница между Русской платформой и Уральской геосинклинальной областью располагалась во времени неодинаково, и соответственно ее положение необходимо определять для каждого конкретного этапа развития этой последней. Современная граница Урала и платформы определяется по одному признаку, именно: степени дислоцированности верхне- и средне-

палеозойских отложений, а для определения палеотектонической границы между уральской геосинклиналью и платформой в тот или иной промежуток времени необходим учет целого комплекса признаков, на которых мы ниже кратко и остановимся на примере позднедокембрийского (рифейского) времени.

Условия осадконакопления на Урале в позднем докембрии

Стратиграфия позднедокембрийских отложений восточной части Русской платформы и западного склона Урала описывалась в большом количестве работ. Наиболее обстоятельное описание стратиграфических разрезов позднего докембрия (рифей) восточной части Русской платформы и западного склона Урала и их корреляция имеется в работах Н. С. Шатского (1945, 1946, 1952а, 1952б, 1960, 1963 и др.), М. И. Гараня (1938, 1939, 1946, 1947, 1950, 1956, 1959, 1960, 1963), Б. М. Келлера (1947, 1949, 1952, 1955, 1961, 1962, 1963, 1964, 1966а, 1966б и др.), Б. С. Соколова (1952, 1953, 1956, 1958, 1960, 1964 и др.), Ю. Р. Беккера (1958, 1960а, 1960б, 1961, 1962, 1962а, 1962б, 1968), М. А. Гаррис (1961, 1964), Л. З. Егоровой (1962), П. М. Есипова (1953, 1962, 1963, 1968), А. И. Иванова (1946, 1949), З. П. Ивановой и А. А. Клевцовой (1959, 1960), Г. А. Казакова и Н. И. Полевой (1962), А. А. Клевцовой (1963), М. Г. Кондратьевой (1962), А. А. Кухаренко (1960, 1962), К. А. Львова (1936, 1956, 1958, 1959), Д. В. Наливкина (1930, 1958, 1962 и др.), Д. Г. Ожиганова (1937, 1941, 1951, 1955б, 1957, 1961), А. И. Олли (1936, 1937, 1940, 1948, 1957, 1959), А. И. Олли и В. А. Романова (1960), И. Е. Постниковой (1955, 1962), М. Е. Раабен (1959), М. Е. Раабен и В. С. Журавлева (1962), В. А. Разницына (1964), Ю. Д. Смирнова (1962, 1964), Л. Ф. Солонцова и А. А. Клевцовой (1961), Л. Ф. Солонцова, А. А. Клевцовой и Е. М. Аксенова (1966), К. Р. Тимергазина (1952, 1954, 1959), К. Р. Тимергазина, Л. Ф. Солонцова и др. (1962), Б. В. Тимофеева (1962), П. А. Туманова (1962), Е. В. Чибриковой и А. А. Рождественской (1959), Н. Г. Чочиа (1955) и в некоторых других работах. Во многих из них наряду с описанием стратиграфии позднего докембрия рассматриваются также палеогеографические и палеотектонические условия на востоке платформы и на западном склоне Урала.

Последняя сводка данных по верхнему докембрию Урала, составленная М. И. Гаранем, П. М. Есиповым, М. Е. Раабен и Н. Ф. Мамаевым, опубликована в томе «Верхний докембрий» (1963) из 14-томного издания «Стратиграфии СССР», выходящей под редакцией Д. В. Наливкина.

В работах Н. С. Шатского (1960, 1963 и др.) и М. И. Гараня (1959, 1960) для рифейского времени область западного склона Урала определяется как мнogeосинклинальная, а восточ-

ного — как эвгеосинклинальная зона Уральской рифейской геосинклинальной области; граница между ними проводится по глубинным разломам отделяющим современную зону поднятия Уралтау от Тагильско-Магнитогорского прогиба; эти разломы в совокупности иногда именуется главным уральским глубинным разломом.

Материалы автора по восточному склону Среднего Урала, так же как материалы Н. Ф. Мамаева (1964 и др.) и других авторов по тому же склону Южного, позволяют высказать предположение, что вся зона современного палеозойского Урала, кроме Приполярного, Полярного и отчасти Северного, в позднем докембрии представляла зону перикратонного погружения дорифейского фундамента Русской платформы, разбитого на блоки, но достаточно жесткого и инертного. Черты платформенного режима в рассматриваемый промежуток времени выступают здесь более резко, чем черты геосинклинального.

Прежде всего обращают на себя внимание очень небольшие скорости осадконакопления на Урале не только в позднем докембрии, но и в палеозое. Суммарная мощность рифея в его типовом сводном разрезе в области Башкирско-Уралтауского поднятия, как известно, оценивается в 9—12 тыс. м., хотя в конкретных разрезах мощности рифея будут значительно меньше, порядка 7—8 тыс. м. Но даже принимая мощность 9—12 тыс. м, следует иметь в виду, что она образовалась в течение около 1000 млн лет (приблизительно от 1600 млн до 600—570 млн лет абсолютного летосчисления). Если определить скорость осадконакопления (некоторую), то окажется, что в течение каждых 50 млн лет рифейской эры накапливалась толща осадков мощностью в среднем около 500 м. Эта скорость осадконакопления не только не превышает скорость осадконакопления в некоторых синеклизах древних платформ и их краевых прогибах, но и уступает ей.

Так, например, мощность отложений платформенного нижнего кембрия в Туруханско-Енисейском районе Сибирской платформы, по неопубликованным данным Н. И. Байбородских, определяется в 2000 м, а в области Иркутского амфитеатра, по данным И. К. Королюк и Я. К. Писарчик (1965), — в 3000 м. Если принять продолжительность раннекембрийской эпохи условно в 30—40 млн лет, то скорость накопления осадков на Сибирской платформе в первом случае превысит скорость осадконакопления в области Башкирского поднятия Урала в 5—6 раз, а во втором — в 7.5—10 раз.

Если условно суммировать мощность рифея Башкирского поднятия (в среднем 10 км) и мощность наиболее полного разреза палеозоя в южной части Тагильско-Магнитогорского погружения (в среднем 7—8 км), то общая мощность позднего докембрия и палеозоя Урала в сводном разрезе составит 17—18 км. В. Г. Ко-

ролев (1961) оценивает суммарную мощность позднедокембрийских и палеозойских отложений Улугтау—Северотяньшанской зоны Средней Азии, которая, по его данным, в позднем докембрии и раннем палеозое характеризовалась эвгеосинклинальными условиями, а в среднем и позднем палеозое переживала орогенную стадию развития, в 35,5 км, т. е. величиной, вдвое большей, чем тех же отложений на Урале.

Таким образом, если учитывать время, то скорость осадконакопления в области западного склона Урала, рассматриваемой обычно как миеосинклинальная зона Уральской рифейской геосинклинали, не только не превышала скорость осадконакопления в упомянутых частях Сибирской платформы, но даже во много раз уступала ей. Объяснить это можно только относительной тектонической стабильностью дорифейского основания в области Урала.

Описанный характер пликативной и дизъюнктивной тектоники рифейских отложений на Урале вместе с наличием в них упомянутой трапшовой формации или ряда формаций также свидетельствует в пользу существования на Урале в рифее тектонических условий осадконакопления, более близких к платформенным, чем к геосинклинальным. Пликативная и дизъюнктивная тектоника рифейских отложений на Урале и развитые здесь трапшковые формации совершенно не отличаются от описанной Е. С. Постельниковым (1965) морфологии дислокаций тасеевской серии северо-восточной части Енисейского кряжа, который Е. В. Павловским (1959), Ю. А. Косыгиным (1961) и другими сибирскими геологами рассматривается как зона перикратонного погружения фундамента Сибирской платформы.

Масштабы и характер эффузивного вулканизма в рифейское время на Урале

Масштабы эффузивного вулканизма в рифее на обоих склонах Урала были весьма скромными и едва ли намного превышали по соотношению мощностей вулканических и осадочных толщ рифея размеры вулканизма этого типа на Русской платформе. Некоторые конкретные данные по этому вопросу представляются в следующем виде.

В области Башкирского поднятия М. И. Гарань (1946, 1963 и др.) и Н. А. Румянцева (1958, 1960) выделяют две кратковременные эпохи вулканизма: айскую и машакскую (шатакскую). В первую эпоху в северной части Башкирского поднятия, по данным Н. А. Румянцевой (1963), изливались лавы щелочных базальтоидов, местами магнезиальной структуры, во вторую — в составе продуктов излияний отмечаются как основные, так и более кислые эффузивы (альбитофиры и кварцевые альбитофиры). Мощности покровов вулканических пород низов айской

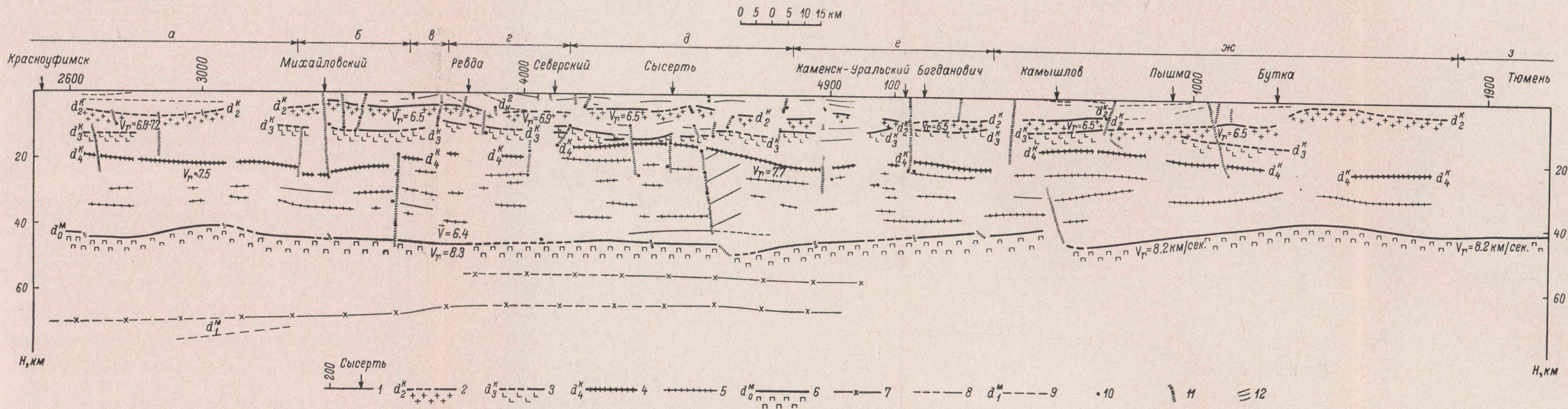


Рис. 2. Схема строения земной коры по Свердловскому профилю через Урал (по Н. И. Халевину, В. С. Дружинину и др., 1966).

1 — пикеты наблюдения с проекциями расположенных вблизи населенных пунктов; 2 — поверхность докембрийского фундамента (гранито-гнейсового комплекса); 3 — поверхность базальтового слоя; 4 — границы внутри базальтового слоя; 5 — отражающие

границы; 6 — поверхность Мохоровичича; 7 — границы обмена упругих волн от землетрясений в верхней мантии; 8 — сейсмические границы в верхней части разреза земной коры; 9 — отражающая граница внутри мантии (по данным ГСЗ); 10 — точки дифракции по дан-

ным интерпретации дифрагированных волн; 11 — предполагаемые глубинные разломы и зоны нарушенного состояния сейсмических границ; 12 — зоны полного отсутствия субгоризонтальной слоистости.

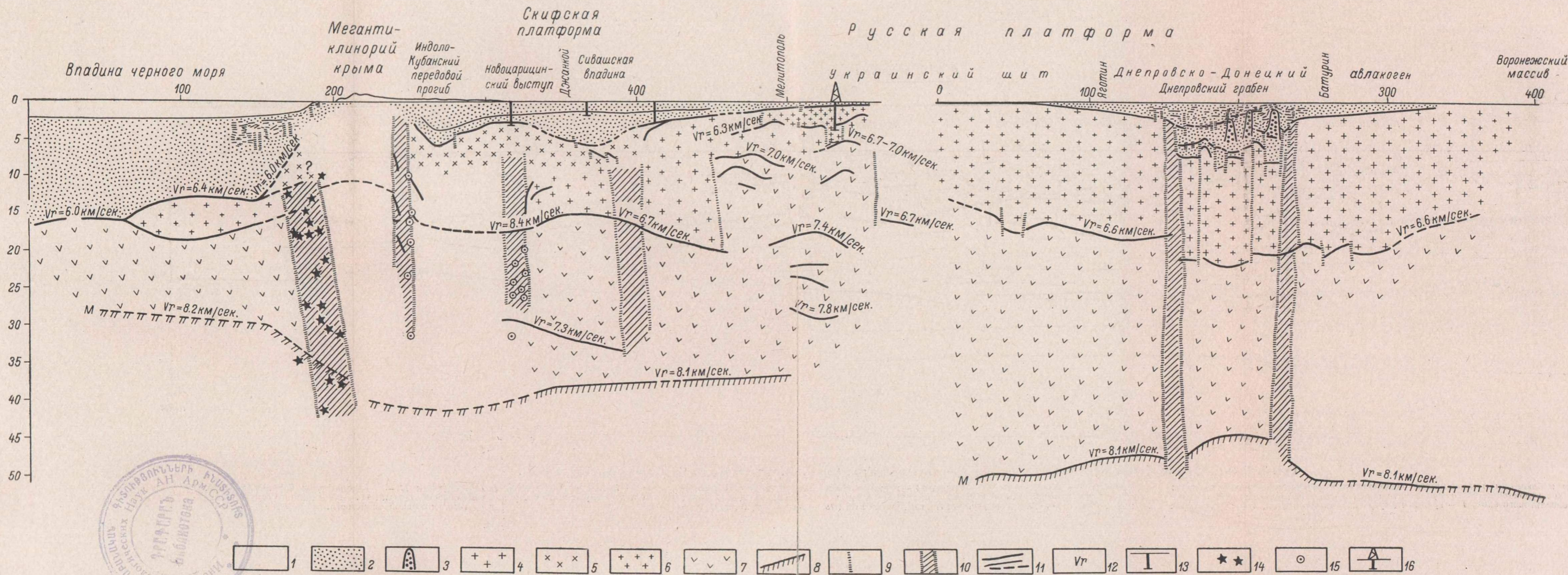


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез по линии Воронежский массив—Черное море (отношение горизонтального масштаба к вертикальному 1 : 5, по Н.П. Семененко, С. И. Субботину и др., 1964).

1 — водный слой; 2 — осадочный слой; 3 — соляные диапиры; 4 — «гранитный» слой; 5 — метаморфические породы палеозойско-триасово-юрского возраста; 6 — метаморфи-

ческие породы в «гранитном» слое; 7 — «базальтовый» слой; 8 — поверхность Мохоравичича; 9 — разрывные дислокации; 10 — глубинные разломы; 11 — преломляющие и

отражающие горизонты; 12 — граничная скорость; 13 — буровые скважины; 14 — эпицентры землетрясений; 15 — точки дифракции; 16 — проектируемая глубокая скважина.

свиты достигают, по данным М. И. Гараня (1963, стр. 117), 50—80 м, а покровы и толщи туфов в машакской свите, по тем же данным (стр. 127), не превышают 30—40 м. Таким образом, суммарная мощность вулканических пород в разрезе рифея башкирского поднятия приближается в среднем к 100 м, что составляет от общей мощности рифейских отложений всего лишь около 1%. Щелочной тип вулканизма также характеризует тектонические условия зоны Башкирского поднятия в рифее скорее как платформенные, чем как геосинклинальные. О необычном в геосинклинальных условиях появлении Бердяушских гранитов рапакиви говорилось выше.

В южной части Башкирского поднятия (Ямантауский антиклинорий), по данным М. И. Гараня (1963), заимствованным из работ О. П. Гаряиновой, Э. А. Фальковой и А. И. Иванова, вулканические породы в разрезе рифея совсем отсутствуют.

В северной части зоны Уралтау на Южном Урале (Златоустовский район) присутствие вулканических пород, превращенных в амфиболиты и различные зеленые сланцы, М. И. Гарань (1963, стр. 132) отмечает на том же стратиграфическом уровне, что и в Башкирском поднятии, т. е. в верхах машакской (кувашской) свиты юрматинской серии. Мощность амфиболитов и сланцев здесь достигает, судя по разрезу, 300—400 м, что по отношению ко всей мощности представленного здесь (рис. 22, по Гараню, 1963) разреза рифея (юрматинская и низы каратауской серии), равной в среднем 3900 м, составляет около 13%, т. е. также относительно небольшую долю от общей мощности рифея. На распрощанение вулканогенных пород в низах Кайраклинской свиты, эквивалентной (в общих чертах) зигазино-комаровской свите Башкирского поднятия, в южной части Уралтау на Южном Урале указывает М. И. Гарань (1963, стр. 152, рис. 25). Мощность метаморфизованных эффузивных пород, показанная в стратиграфической колонне, не превышает нескольких десятков метров.

На западном склоне Среднего и Северного Урала, в пределах Уралтауского поднятия (Вишерско-Чусовской антиклинорий), П. М. Есинов (1963, стр. 166) отмечает присутствие вулканических пород — спилитов, порфиритов, порфиритоидов, а также актинолитов-хлоритовых сланцев в нижней подсвите висимской свиты в ряде районов. По стратиграфическому положению нижняя часть висимской свиты отвечает приблизительно верхам свиты зильмердакской разреза рифея Башкирского поднятия. Таким образом, вулканические породы Среднего и Северного Урала образовались в третью эпоху рифейского вулканизма, соответствующую зильмердакской эпохе каратауского этапа развития Урала.

Вулканизм Среднего и Северного Урала в описываемую эпоху по масштабу значительно превышал вулканизм двух предыду-

пих эпох (айской и машакской) на Южном Урале, но для более точной сравнительной количественной оценки масштабов его проявления данных по Южному Уралу пока недостаточно. В сводных колонках рифея, по М. И. Гараню (1963, стр. 152), как в пределах Башкирского, так и Уралтауского поднятий вулканические породы в составе зильмердакской и синхронной ей курташской свит отсутствуют.

В осевой зоне Полярного Урала вулканические породы в разрезе докембрийских отложений, по данным М. Е. Раабен (1963), распространены в самой его верхней части, среди отложений серии Пендирма—Пе, соответствующей косьвинской свите Северного и Среднего Урала, или нижней части ашинской свиты Южного Урала. Вулканические породы представлены пироксеновыми и диабазовыми порфиритами и альбитофирами, образующими вместе с переслаивающимися с ними сланцами, песчаниками и мелкогалечниковыми конгломератами толщу мощностью в несколько сотен метров (до 800 м).

Рифейские вулканические образования на восточном склоне Урала еще недостаточно изучены, однако наши наблюдения на Среднем Урале показывают, что докембрий здесь сложен, так же как и на западном склоне, почти исключительно осадочными породами обломочного состава, местами в значительной степени метаморфизованными. Исключение в этом отношении составляет разрез по р. Туре между г. Верхотурье и сел. Перевоз, где широким развитием пользуются зеленые сланцы и амфиболиты. Докембрийский возраст этой толщи не вызывает сомнений, но соответствует ли она позднему докембрию (риффею) западного склона Урала, или является более древней — дорифейской, остается пока неясным.

Характеристика разреза докембрия всего восточного склона Урала дана Н. Ф. Мамаевым (1963) в упомянутой книге «Верхний докембрий», а того же склона Южного Урала — в его статье, опубликованной в 1964 г. По вопросу об условиях осадконакопления в докембрий на восточном склоне Южного Урала он во второй из упомянутых работ пишет: «Накопление допалеозойских глинистых, кремнистых и песчаных осадков, а также иногда залегающих среди них маломощных эффузивов и пирокластических образований различного состава происходило, видимо, в миогеосинклинальных условиях... рифей восточного склона Урала формировался, по-видимому, в условиях, близких к существовавшим на западном склоне» (1964, стр. 98, 99). К такому же выводу приводят и наши наблюдения в области Восточноуральского поднятия на Южном Урале, в частности, в разрезе по р. Ую, ниже г. Троицка. Здесь измененные основные эффузивные породы в окрестностях сел. Подгородного по мощности составляют не больше 40—50 м в разрезе позднего докембрия, осадочные породы которого наблюдаются здесь по длине р. Уя на протяжении

около 20—25 км и имеют нормальную мощность несколько тысяч метров.

Отсутствие принципиальных различий в составе отложений рифея на западном и восточном склоне Урала, одинаковый тип и приблизительно равный масштаб в обеих этих зонах эффузивного вулканизма, относительно спокойная и там и здесь пликативная тектоника докембрийских толщ позволяют высказать предположение о том, что в рифейскую эру Уральской геосинклинали еще не существовало, а вся занимаемая им площадь обладала субплатформенными тектоническими условиями и представляла широкую перикратонную зону опускания древнего, дорифейского фундамента Русской платформы, разбитого на глыбы, погруженные на разные, но относительно небольшие глубины, а местами выступающие на современную дневную поверхность. Возможно, что зона Урала и прилегающих частей Приуралья и Зауралья представляла в рифее обширную синеклизу, типа Прикаспийской впадины, а в палеозое Урал был тем типом структур, которые М. В. Муратов и В. Е. Хаин (1968) называют орогенными поясами.

Миогеосинклинали зона рифейской Урало-Енисейской геосинклинали области, если только она вообще существовала, располагалась, вероятно, восточнее современного восточного склона Урала, где-то в северо-западной окраине Западно-Сибирской низменности и на Северном и Среднем Урале. Эвгеосинклинали зоной этой обширной геосинклинали являлась область современного северо-востока Центрального Казахстана. В отличие от Урала, как это указывается в работах Р. А. Борукаева (1955), Н. А. Штрейса (1960), Н. С. Шатского (1960) и др., здесь при мощностях рифейских отложений, близких к уральским (около 10 тыс. м), преобладающим развитием пользуются вулканогенные и связанные с ними кремнистые — яшмоидные породы, которые в совокупности по мощности преобладают над породами терригенными. Пликативные деформации рифея в Центральном Казахстане, в частности в районах, исследованных Р. А. Борукаевым (1955 и др.), по степени сложности не идут ни в какое сравнение с Уралом. Судя по его данным, здесь преобладают сложные складки с крутым и опрокинутым залеганием толщ в крыльях, а также все типы сопряженных со складками разрывов.

К вопросу о рифейских спилито-кератофировых формациях Урала

В качестве одного из доводов в пользу отнесения рифейских отложений Урала к геосинклинали, а не к платформенным, может быть приведено указание в литературе на наличие среди этих отложений спилито-кератофировых формаций, которые, по широко распространенному мнению, считаются фор-

мациями типично геосинклинальными, образующимися в подводных условиях в начальные стадии развития геосинклиналей (инициальный вулканизм Г. Штилле). М. И. Гарань (1959, табл. 1) наличие спилитов и альбитофиров отмечает на следующих стратиграфических уровнях разреза рифея западного склона Южного и Среднего Урала: 1) в айской свите Бакало-Тараташского антиклинория (в районах Бакальском, Саткинском, Кусянском и Нижнеуфалейском), 2) в машакской и эквивалентных ей по возрасту шатакской, кувашской и яманской свитах Башкирского поднятия (в районах Юрезано-Катавском, Ямантауском, Бакало-Саткинском, а в зоне Уралтау — в Белорецко-Златоустовском и Нижнеуфалейском).

В последние годы значение спилито-кератофировых формаций как показателей геосинклинального режима в свете новых фактических данных начинает подвергаться ревизии. Так, например, Д. С. Коржинский (1962, стр. 16, 17) высказывает по этому вопросу следующее соображение: «Изучение обломков базальтов и базальтовых стекол, поднятых со дна океана, показывает, что никакой трансвапоризации базальтовой магмы или альбитизации базальтов в результате взаимодействия с морской водой на дне океанов не происходит.

Спилито-кератофировые серии образовались за счет метаморфизма базальто-андезито-дацитовых толщ на начальных стадиях развития складчатости. Изучение молодых вулканических формаций приводит к заключению, что этот метаморфизм протекал на значительной глубине, не менее 1 км, на которой становится возможным широкая альбитизация плагиоклазов, образование эпидота и иногда актинолита, свойственных спилитам».

Аналогичное соображение высказывают Г. А. Лисицына и Л. В. Хорошилов (1965, стр. 77) о времени и условиях образования кератофилов и спилитов ордовика Северного Казахстана. «Спилиты и кератофиры в Северном Казахстане, — пишут они, — являются метасоматическими образованиями, возникшими по различным эффузивным, эффузивно-осадочным и интрузивным породам при воздействии среднетемпературных пропилитизирующих растворов. Образование их происходило в покровных, силловых и дайковых телах на глубине до 1.5 км от земной поверхности (дна моря)».

К таким же выводам пришел и В. И. Лебединский при изучении молодого вулканизма Горного Крыма. По вопросу о генезисе спилито-кератофировых формаций он пишет: «Накопившийся большой материал по комплексам этих пород, распространенных во всех частях земного шара, показывает, что они не представляют собой генетически единого целого, как обычно считают. Спилиты и кератофиры и сопутствующие им породы могут формироваться не только в результате подводных извержений, как принято думать, но и на суше» (1963, стр. 358).

Таким образом, установление гетерогенности спилито-кератофиновых формаций и связи их не только с начальными, но и с поздними фазами развития геосинклинального процесса, лишают их роли одного из главных показателей геосинклинальных условий их образования.

Наличие среди гранитоидов Урала парагнейсов и гранитов с абсолютным возрастом больше 3 млрд лет (Овчинников и др., 1964), неглубокое залегание дорифейского фундамента, небольшая скорость осадконакопления в рифейское время, весьма скромные масштабы рифейского вулканизма и его платформенный характер с широким развитием трапшových и щелочных эффузивных формаций, германотипный характер пликативной и дизъюнктивной тектоники рифея, а также строение и мощность земной коры под Уралом свидетельствуют скорее в пользу отнесения области рифейского осадконакопления на Урале к той категории тектонических структур, которые Е. В. Павловский (1959) и Ю. А. Косыгин (1961) называют прекратонными опусканиями платформ — самостоятельных структурных элементов земной коры, характерных, по их мнению, именно для позднедокембрийского этапа ее развития. Мы же считаем, что Урал в целом не только в позднем докембрии, но и в палеозое в тектоническом отношении представлял довольно типичный орогенный пояс, развивавшийся на коре континентального типа, со слабым проявлением в рифее пликативных деформаций в форме пологокупольных складок в осадочном чехле и мобилизацией в виде глыб байкальского (в палеозое), карельского и еще более древних тектонических комплексов, включая архейский (Тараташская глыба).

Проблема байкальской складчатости и «ашинские» свиты Урала

Вопрос о роли и значении байкальской складчатости на Урале в его тектонической истории решается, как уже было упомянуто, в основном путем анализа структурного типа контактов между достоверными позднедокембрийскими (рифейскими) и раннепалеозойскими отложениями в различных структурных зонах хребта на его обоих склонах, а также в прилегающей к Уралу восточной части Русской платформы. Этот вопрос кратко затрагивался в предыдущей работе автора, посвященной описанию варисийского тектонического цикла развития Урала (Пронин, 1965), однако там мы не останавливались на одном из наиболее спорных вопросов уральской геологии — вопросе о границе здесь между докембрием и палеозоем, который в более конкретной форме сводится к установлению возраста, стратиграфического и структурного положения в разрезе и формационной природы так называемой «ашинской» свиты, или серии, на западном склоне Урала и родственных ей терригенных нижнепалеозойских толщ — на восточном.

«Апинские» отложения западного склона Урала в литературе обыкновенно рассматриваются как возрастной и структурный эквивалент вендского, или валдайского, комплекса отложений Русской платформы, вопрос о возрасте которого, однако, также остается пока нерешенным. Предлагается, как известно, три варианта решения этого вопроса.

1. Вендский комплекс отложений платформы относится к нижнему кембрию, как его самый древний член (Гейслер, 1956; Брунс, 1958, 1964; Толстихина и Хохлов, 1963, и др.).

2. Вендский комплекс выделяется как самостоятельная наиболее древняя система палеозоя (Соколов, 1953, 1958 и др.).

3. Вендский комплекс рассматривается как наиболее молодой член в составе позднего докембрия — рифея (Шатский, 1952а, 1952б, 1963; Шатский и Меннер, 1961; Беккер, 1968 и др.).

В «Стратиграфии СССР» (1963, том «Верхний докембрий», «Введение») вендский комплекс Б. М. Келлером рассматривается как переходные слои между рифеем (синием) и кембрием без обозначения их возрастной принадлежности к докембрию (риффею) или палеозою.

В последнее время Б. М. Келлер (1966а) в состав вендского комплекса на Урале включает самую верхнюю часть каратауской серии (укскую свиту), а также серии чурочную и апинскую.

По вопросу о возрасте и структурной позиции апинской свиты Урала между геологами также существуют большие разногласия, обусловленные главным образом отсутствием в осадках, объединяемых под этим названием, надежных органических остатков и неоднородностью фациального и литологического состава отложений.

Впервые апинская свита как самостоятельный член в разрезе древних свит западного склона Южного Урала была выделена группой геологов в 1931 г. (Горяинова, Дорофеев, Б. Наливкин, Д. Наливкин, Петров, Рябинин, Фалькова, 1931) и по возрасту отнесена к девону. Этот же возраст ей приписывается О. П. Горяиновой и Э. А. Фальковой в их работах 1933, 1935, 1937 и 1940 гг., при этом возраст свиты уточняется как эйфельский. К. А. Львов и А. И. Олли в 1934 г. определяли возраст свиты как кембро-ордовикский; этот же возраст ей приписывает К. А. Львов в 1939 г. в объяснительной записке к первой сводной геологической карте Урала.

В 1945 г. Н. С. Шатский (1945) впервые высказал мнение о докембрийском (рифейском) возрасте апинской свиты, получившее впоследствии широкое распространение. Обосновывая это мнение и в более поздних работах (Шатский, 1952а, 1952б, и др.), он в последней статье, оставшейся незаконченной и опубликованной посмертно в первом томе «Избранных трудов», следующим образом отстаивает мнение о докембрийском возрасте свиты (Шатский, 1963б, стр. 615): «Таким образом, все имеющиеся

данные показывают, что ашинская свита Башкирского Урала представляет образование докембрийское, рифейское. Главнейшие доводы в пользу этого ... можно сформулировать следующим образом:

1. Ашинская свита тектонически и формационно теснейшим образом связана с подстилающими ее сериями рифейской группы. Разрез ее к западу от Ямантау является довольно типичной молассовой формацией с внутриформационными конгломератами в середине (куркураукская свита), поэтому несмотря на сравнительно большую мощность, стратиграфический объем ее, видимо, небольшой. В формационном отношении она представляет заключительную фазу всего формационного ряда разреза рифейской группы Башкирского поднятия.

2. Ашинскую свиту можно сопоставлять с гдовско-ламинаритовыми отложениями Русской плиты и с эквивалентными им образованиями, т. е. отложениями докембрийскими, подстилающими „синие глины“ нижнего кембрия.

3. Объем регионального стратиграфического предордовичевского перерыва на западном склоне Уральского хребта на всем его протяжении охватывает почти весь кембрий; нет исключения в этом отношении и для Башкирского Урала, что также подтверждает докембрийский возраст ашинской свиты. Предположение об ее нижнекембрийском возрасте вряд ли основательно: во-первых это противоречит возможной корреляции ашинской серии с гдовско-ламинаритовой толщей плиты, во-вторых, до сих пор нижнекембрийские отложения на Урале обнаружены в осадочно-эффузивных формациях, а не в отложениях типа западно-уральского рифея».

Мнение Н. С. Шатского о докембрийском возрасте ашинской свиты разделяется в работах Д. В. Наливкина (1962, 1962б, стр. 307), А. И. Олли (1960), И. Н. Крылова (1962), С. С. Горохова (1961, 1963, 1964), З. А. Журавлевой (1963), отчасти К. Р. Тимергазина (1958, 1959), Ю. Р. Беккера (1968).

Вторая группа геологов считает ашинскую свиту принадлежащей кембрию. Эта точка зрения впервые была высказана Б. М. Келлером (1952), а позднее также М. И. Гаранем (1959, 1960). Во второй работе М. И. Гарань (1960, стр. 48) по вопросу о возрасте и структурной позиции ашинской свиты пишет следующее: «в разрезе Зилаирского синклиниория, в южной его части тереклинская свита верхов нижнего кембрия, а в северной — ашинская свита перекрываются с перерывом и угловым несогласием ордовикскими отложениями. Б. М. Келлер (1952), сопоставляя литологический состав и стратиграфическое положение тереклинской и ашинской свит, пришел к выводу, что известняки тереклинской свиты с фауной археоциат расположены стратиграфически выше ашинской свиты, которая принадлежит нижним горизонтам нижнего кембрия и по своему стратиграфи-

ческому положению близка к кембрийской синей глине и подстилающей ее песчаной толще Прибалтики. Разделяя эти взгляды Б. М. Келлера, мы приходим к выводу, что ашинская свита Зилаирского синклинория, сложенная терригенными отложениями и подчиненными им основными эффузивами (район Тирляна, с. Кирябинского и др.), представляет собой базальную часть нижнего кембрия и, следовательно, нижняя граница нижнего кембрия проходит по подошве этой свиты. Возрастающая роль в разрезе нижнего кембрия эффузивных образований (тереклинская свита) в южной части Зилаирского синклинория представляется закономерной и свидетельствует о более значительной амплитуде прогибания в южной части зилаирского геосинклинального прогиба, по сравнению с северной его частью».

Третью точку зрения на возраст ашинской свиты высказывает К. А. Львов (1958 и др.), который относит ее к ордовику, а границу между кембрием и поздним докембрием на Урале опускает на уровень контакта каратауской и юматинской серий, считая самой нижней свитой кембрия зильмердакскую. Позднее, правда, он изменил эту точку зрения.

В начале 60-х годов вопрос о возрасте, стратиграфии и формационном характере ашинской свиты вновь широко обсуждался на совещании по уточнению унифицированных схем палеозоя Волго-Уральской нефтегазозносной провинции, состоявшемся в Москве 12—20 февраля 1960 г.; результаты работы совещания опубликованы в 1962 г.¹ Ашинский свите посвящены на этом совещании доклады Д. В. Наливкина, Б. М. Келлера, Б. В. Тимофеева, Ю. Р. Беккера, Ю. Д. Смирнова и П. М. Есипова. Возраст ашинской свиты, ее формационная природа и положение в стратиграфическом разрезе упомянутыми авторами докладов интерпретируется по-разному. Д. В. Наливкин относит эту свиту к верхнему протерозою (1962, стр. 29) и рассматривает ее как континентальную флишевую формацию. Б. М. Келлер считает, что свита принадлежит к переходным слоям между рифеем и кембрием, при этом он исключает из состава ашинской свиты залегающую между силуром и девоном толщу глинисто-песчаных пород, развитую на Среднем Урале, которая также иногда в литературе именуется ашинской свитой. Б. В. Тимофеев (1962) считает, что ашинская свита Урала в широком понимании включает разновозрастные отложения — от синийских до среднедевонских. Ю. Д. Смирнов (1962, стр. 121) утверждает, что на западном склоне Урала развиты две ашинские свиты, из которых ашинская свита Зилаирского синклинория по возрасту аналогична кидрясовской и кураганской свитам, т. е. относится к нижнему ордовику, а отложения верхней «ашинской»,

¹ Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевон. Гос-топтехиздат, М., 1962.

или безгодовой серии Среднего Урала, — к силуру и нижнему девону. П. М. Есипов (1962, стр. 125) различает на западном склоне Среднего и Северного Урала, в бассейнах рек Чусовой, Косьвы и Вишеры, три «ашинские» свиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Возраст нижней свиты им определяется как позднедокембрийский (стр. 125), средняя может относиться как к верхнему докембрию, так и к нижнему кембрию, а верхняя имеет силурийско-нижнедевонский возраст.

В последние годы вопрос о возрасте ашинской свиты затрагивался также в работах М. И. Гараня (1963), Д. Г. Ожиганова (1964а), Г. А. Виллера (1963), С. С. Горохова (1964), Ю. Р. Беккера (1968), П. М. Есипова (1968). М. И. Гарань в соответствии с общим, принятым в книге «Верхний докембрий» (1963) представлением о стратиграфическом положении вендского комплекса, рассматривает ашинскую свиту как переходные слои между поздним докембрием и кембрием. Г. А. Виллер выделяет в бассейнах рек Цепела, Пели и Опмаса на Северном Урале две ашинские свиты: нижнюю — кембрийскую (доверхнеордовикскую) и верхнюю — нижнедевонскую. С. С. Горохов (1964) ашинскую свиту хребта Уралтау на Южном Урале относит к верхнему докембрию. Ю. Р. Беккер (1968) рассматривает ашинскую свиту Южного Урала как позднедокембрийскую молассу. П. М. Есипов (1968) приравнивает ашинскую серию Среднего Урала к вендскому комплексу.

Взгляды всех исследователей, в той или иной мере касавшихся в своих работах проблемы «ашинской» свиты, как только что упомянутых, так и некоторых других, работы которых приведены в списке литературы, можно разделить на две группы.

В основе взглядов представителей первой группы лежит предположение о том, что ашинская серия, или свита, представляет в формационном и возрастном отношении единое целое и образовалась в течение относительно непродолжительного промежутка времени, охватывающего либо самый конец позднего докембрия, либо конец докембрия и самое начало кембрия, либо только начало кембрия.

Вторая группа исследователей исходит из представления, что ашинская свита, или серия, в широком понимании включает разновозрастные, но сходные по своей формационной природе и литологии комплексы, формировавшиеся периодически (во время фаз складчатостей и поднятий земной коры) в близких палеотектонических условиях в течение длительного интервала времени: от самого конца позднего докембрия до начала среднего девона.

Относительно формационного типа осадков «ашинской» свиты разногласий среди исследователей почти не имеется: все они склонны рассматривать «ашинскую» серию как формацию молассы или молассы и флиша.

Таким образом, проблема «ашинской» свиты сводится прежде всего к тому: сколько «ашинских» свит существует на Урале — одна или несколько? Если имеется, как это предполагает ряд из упомянутых выше авторов, несколько ашинских свит, то сколько именно и какого возраста? Почему различные палеозойские толщи, стратиграфическое положение которых достаточно точно определяется по возрасту подстилающих и покрывающих их отложений, тем не менее называются «ашинскими»? В работах разных авторов выделяются «ашинские» свиты следующих возрастов: позднедокембрийская (Шатский, 1945 и др., Наливкин, 1962, Олли, 1960, Крылов, 1962, Горохов, 1964, Беккер, 1968 и др.), нижнекембрийская (Келлер, 1952, Гарань, 1960, Есипов, 1962 и др.), ордовикская (Львов, 1958, Евсеев, 1960, Смирнов Ю. Д., 1962), силурийская или силуро-нижнедевонская (Есипов, 1962, Смирнов Ю. Д., 1962), нижнедевонская (Виллер, 1963), среднедевонская (Домрачев, 1952). Для того чтобы попытаться дать ответ на только что перечисленные вопросы, необходимо рассмотреть некоторые стороны проблемы «ашинской» серии, которые не привлекают обычно, за редким исключением, внимания авторов работ, касающихся вопроса о возрасте ашинских образований.

Хронология палеозойских складчатостей и поднятий земной коры на Урале и возможное количество молассовых формаций, известных как «ашинские» свиты

В литературе по Уралу к настоящему времени выделены и охарактеризованы, в сущности, только две формации моласс: позднедокембрийская — ашинская (Беккер, 1968) и позднегерцинская — артинская (В. Д. Наливкин, 1954). Из них первая связана с завершающей стадией байкальской складчатости и поднятий, вторая — с герцинской, точнее позднегерцинской. Каледонский цикл развития уральских геосинклиналей большинством геологов, как отмечалось в предисловии, считается незавершенным, и, соответственно, позднекаледонская моласса ниже на Урале не выделялась и не описывалась.

Можно ли, однако, считать твердо установленным представление о том, что молассы образуются только в завершающие, инверсионные стадии развития геосинклинальных областей в хронологических рамках исключительно только больших, первого порядка, геотектонических циклов, таких как герцинский или альпийский, или эти формации образуются и в эпохи складчатостей и поднятий и внутри хронологических границ больших циклов?

Д. В. Наливкин в статье «О времени и месте горообразовательных движений по конгломератам подножий» (1956), рассмотрев локализацию во времени и пространстве молассовых конгло-

мератов подножий альпийского геотектонического цикла в пределах Кавказа и Копетдага, пишет по этому вопросу следующее (1956, стр. 11): «В Копетдаге выделяются три толщи подножий. Первая по возрасту соответствует верхам олигоцена и, возможно, самым низам миоцена. Она достигает мощности в 400 м и в основном состоит из песчаников. Вторая — надсарматская — лежит на морском верхнем сармате и покрывается морским акчагылом. Она представляет типичные конусы выноса и достигает 1000 м мощности. В ее составе до 80% конгломератов, обычно с хорошо окатанной галькой, в средней части с большими валунами и мало окатанными обломками. Третья толща — надакчагыльская — лежит на морском акчагыле и покрывается верхне-четвертичными песчано-глинистыми пустынными отложениями. Ее мощность — не меньше 700 м. В ее составе чередуются пачки конгломератов и песчано-глинистых пород». Такая же картина наблюдается, по данным Д. В. Наливкина, и в пределах Кавказа. Таким образом, из приведенного высказывания Д. В. Наливкина очевидно, что образованием формаций моласс завершаются не только большие геотектонические циклы, но и отдельные фазы, или эпохи, складчатости и поднятий в хронологических рамках больших циклов и что в Копетдаге только в течение неогенового и четвертичного отрезка альпийского цикла образовались три толщи моласс.

Вторым обстоятельством, которое рассматривается в статье Д. В. Наливкина и заслуживает самого пристального внимания, — это образование молассовых формаций не в виде одного широкого шлейфа в передовом прогибе всего Кавказского складчатого пояса, а в виде ряда таких шлейфов в предгорных и межгорных прогибах, у подножий отдельных входящих в состав пояса хребтов.

Переходя к Уралу, можно сказать, что более вероятным кажется наличие на его западном склоне не одной «ашинской» молассовой формации, а нескольких сходных или даже идентичных формаций, образование которых было связано с завершением нескольких фаз складчатостей и поднятий земной коры байкальского и каледонского геотектонических циклов. Забегая вперед, отметим, что, помимо тектонических движений байкальского цикла, на Урале в рамках каледонского цикла обнаруживаются, как отмечалось в предисловии, следы проявления складчатых движений и сопутствующих им поднятий салаирской, таконской и позднекаледонской (раннедевонской и раннесреднедевонской) эпох активизации тектонических движений (тектонических эпох). Каждая из этих трех эпох сопровождалась образованием молассовых и флишевых формаций различной мощности и литологического состава. При этом автор считает, что молассовые формации «ашинского» типа пользуются распространением не только на западном, но и на восточном склоне Урала, будучи

в общем синхронны перечисленным западноуральским «ашинским» формациям. М. Л. Ключина (1963а) путем определения географической ориентировки наклона косой слоистости в ашинской свите западного клона Южного Урала пришла к выводу, что снос обломочного материала при формировании свиты происходил в одни отрезки времени с запада, в другие — с востока. «Замеры пространственной ориентировки наклонов косой слоистости, — пишет она (стр. 65), — произведенные в ряде разрезов ашинской свиты Южного Урала, выявляют два преобладающих резко противоположных направления наклона: в басинской толще, а также в толще, развитой в Юрезано-Айском районе, — западное направление, а в кур-кураукской и зиганской толщах — восточное». Данные (палеонтологические, палеогеографические и др.) также соответствуют изложенной интерпретации возрастного диапазона «ашинских» свит. Так, содержащиеся в последних органические остатки (споры и растительные ткани), собранные как автором, так и другими исследователями, характеризуют возраст отложений, именуемых «ашинскими», именно в интервале от самых верхов рифея, или раннего кембрия, до начала среднего девона.

Географическое (современное) расположение разрезов «ашинских» свит на западном склоне Урала также не противоречит предположению о существовании на Урале по крайней мере трех «ашинских» свит, при этом в некоторых разрезах, как, например, Кукураукском, наблюдаются две «ашинские» свиты: по-видимому, позднебайкальская и раннедевонская.

В работе Ю. Р. Беккера (1968, стр. 4, рис. 1) помещена обзорная карта распространения ашинских отложений западного склона Южного Урала и расположения 42-х основных изученных им разрезов этих отложений. Крайними восточными (№№ 41 и 42) являются разрезы в районе пос. Тирлян и Кирибинское, а самыми западными (№№ 32 и 34) — разрезы Асия и горы Индятау, в бассейнах рек Нугуш и Урюк. Расстояние вкост простирания докембрийских толщ между этими двумя крайними районами распространения «ашинских» отложений равно приблизительно 180—200 км, таковой же, соответственно, должна была быть ширина области, в которой накапливались осадки ашинских отложений, если их рассматривать как единую разновозрастную формацию моласс.

Оценивая площадь области накопления моласс артинского (позднегерцинского) возраста на Урале В. Д. Наливкин (1951, стр. 94) пишет, что «ширина полосы песчано-конгломератовых типично молассовых отложений значительно изменяется от нескольких до 60 км», при этом в самом начале статьи на той же странице он говорит о том, что «молассы представляют собой продукты разрушения высоких горных хребтов, отложившихся в предгорных и межгорных прогибах» (курсив мой, — А. П.), а не

в одном широком передовом прогибе. И с этой точки зрения более правдоподобным кажется рассматривать отложения именуемые «ашинскими», принадлежащими не к одной, а к нескольким разновозрастным перечисленным выше молассовым формациям, образовавшимся в нескольких межгорных прогибах.

Автором были посещены только некоторые из разрезов «ашинской» свиты на западном склоне Южного Урала, а именно: 1) по долине р. Белой в районе сел. Байназаровой; 2) по долине той же реки в урочище Кривая Лука; 3) по долине р. Белой в окрестностях сел. Максютово; 4) по притоку р. Белой — речке Бугунда, около сел. Аралбаево; 5) по долине р. Белой около пос. Нижний Авзян; 6) по долине р. Юрезани в окрестностях ст. Вязовая; 7) по долине той же реки в районе г. Усть-Катав и сел. Шубино; 8) по тракту г. Белорецк — г. Стерлитамак, около сел. Кук-Кураук; 9) по р. Баса — притоку р. Инзера в окрестностях сел. Кулмас; 10) по долине р. Аша в районе сел. Ивановки; на Среднем Урале были посещены разрезы: 11) по р. Межевая Утка, в районе сел. Баронское; 12) по р. Серебрянке, в окрестностях одноименного поселка. Все перечисленные разрезы неоднократно описывались в литературе, в частности в упомянутой, недавно вышедшей в свет монографической работе Ю. Р. Беккера (1968), так что вновь повторять здесь их описание нецелесообразно. Наши исследования 1967 и 1968 гг. имели целью, во-первых, определить структурный тип контактов «ашинских» отложений с подстилающими и покрывающими их толщами, а также, по возможности, возраст этих последних толщ, а во-вторых, — собрать из пород «ашинской» свиты на различных ее стратиграфических уровнях пробы на споры и пыльцу для установления возраста опробованных горизонтов свиты.

Взаимоотношение «ашинских» отложений с подстилающими их толщами по каждому из упомянутых осмотренных нами разрезов представляется в следующем виде.

В разрезе по р. Белой, в окрестностях сел. Байназаровой «ашинские» отложения — алевропелиты, алевролиты и песчаники серого и зеленоватого цвета мощностью в несколько десятков метров — с весьма четким стратиграфическим перерывом, но без углового несогласия залегают на толще лиловых или светло-зеленых песчаников и тиллитоподобных конгломератов мощностью 30—40 м. Редкие гальки, а иногда и крупные валуны (до 1.5 м в поперечнике), обычно слабо окатанные, цементируются лиловым или зеленовато-серым песчаником. Эта толща получила название в работах Б. М. Келлера (1966) и Ю. Р. Беккера (1968) криволукской. Криволукская толща лежит с угловым и азимутальным несогласием на кварцитах предположительно зильмердакской свиты каратаусской серии; азимут падения зильмердакских кварцитов в обнажении на левом склоне долины р. Белой, приблизительно в 250—300 м выше устья ее левого притока —

рч. Куюкая — 165—175°, углы падения — 20—25°, а криволукской толщи — соответственно 120° и 50—60°.

Таким образом, в этом, одном из наиболее представительных восточных разрезов «ашинских» отложений между рифейской зильмердакской свитой и предположительно вендской криволукской толщей имеется огромный перерыв и угловое несогласие, обусловленные проявлением тектонических движений байкальской складчатости.

В разрезе на Кривой Луке контакт между «ашинской» и миньярской свитами задернован и характер его, естественно, не выяснен.

В разрезе по р. Белой в районе сел. Максютовой нижний контакт «ашинской» свиты также не обнажен; не вскрыт он также и по р. Бугунде в окрестностях сел. Аралбаево.

В разрезах по р. Юрезани в районах ст. Вязовая и г. Усть-Катав «ашинская» свита лежит с перерывом, но без углового несогласия на известняках миньярской (укской) свиты. В окрестностях сел. Кулмас по р. Басе непосредственный нижний контакт «ашинской» свиты также задернован, но к востоку от него обнажаются карбонатные породы, вероятно, миньярской свиты рифея, падающие согласно с породами «ашинской» свиты. Наконец, в окрестностях сел. Ивановки по р. Аша контакт «ашинской» свиты с подстилающими известняками, вероятно, миньярской свиты также не обнажен. Таким образом, всего в трех разрезах можно наблюдать непосредственный (обнаженный) контакт ашинской свиты с подстилающими ее отложениями: 1) разрез по р. Белой в окрестностях сел. Байназаровой; 2) разрез по р. Юрезани в Усть-Катаве и 3) разрез по той же реке около ст. Вязовой. В первом разрезе «ашинская» свита лежит с отчетливым эрозионным несогласием на тиллитовидных конгломератах криволукской толщи, в двух других — на известняках миньярской свиты, или выделяемой внутри ее Ю. Р. Беккером укской свиты. Для всех трех разрезов характерно отсутствие между нижними слоями ашинской свиты и верхними слоями подстилающих ее толщ угловых несогласий хотя эрозионные несогласия наблюдаются во всех случаях вполне отчетливо и сопровождаются присутствием тонких слоев коры выветривания (до 10 см) на подстилающих «ашинскую» свиту породах, а на карбонатных породах в разрезе г. Усть-Катав — наличием небольших углублений на поверхности миньярских (укских) известняков, вероятно, карстового происхождения.

Что касается верхнего контакта «ашинской» свиты, то она почти во всех посещенных нами разрезах покрывается известняками среднего девона или песчаниками такатинской свиты эйфельского возраста, при этом установить границу между собственно «ашинскими» породами и породами такатинской свиты бывает очень трудно. В тех разрезах, где верхний контакт «ашин-

ской» свиты с такатинскими породами обнажен, как, например, в Усть-Катанском разрезе, или в разрезе по р. Большой Инзер около бывш. Лемезинского Завода (Олли, 1940, рис. XVIII), обе свиты залегают совершенно согласно. Особенно наглядно это соотношение представлено в обрыве около лесопилки у западного края сел. Шубино (правобережной части г. Усть-Катав). Здесь в нижней части обрыва обнажены падающие полого к западу слои «ашинской» свиты, а в самой верхней его части — среднедевонские известняки с фауной фораминифер. В интервале около 10 м перехода от песчаников и алевролитов верхов ашинской свиты к известнякам среднего девона расположены два прослоя темных плотных известняков мощностью каждый около 20—30 см. В нижнем из этих слоев при наших исследованиях были собраны фораминиферы: *Archaesphaera minima* Sul., *Parathuramina* aff. *ufaensis* Pron. (in litt.), *P. ex gr. dagmarae* Sul., *P. aff. elegans* Pojark. (in litt.), и, кроме того, — *Problematica*.

Во втором слое, расположенном в 5—6 м выше предыдущего, были обнаружены *Parathuramina graciosa* Pron., *P. sp.*, *P. irregularis* Pron., *Tubeporina* sp. ind., *Auroria* (?) sp., *Vicinesphaera angulata* Antr., *Umbella* (?) sp., *Calcisphaera* af. *plavskensis* Reitl., *Serpula* sp., *Chovanella* sp., *Morevammina* cf. *segmentata* Pokorny, *Morevammina* sp. Кроме того, *Ostracoda* (много), *Gastropoda*.

В самых низах уже сплошной мощной толщи среднедевонских известняков, развитых западнее рассматриваемого обнажения, были установлены: *Archaesphaera minima* Sul., *Parathuramina graciosa* Pron., *P. aff. cordata* Pron., *P. cf. irregularis* Pron., *P. aff. crassithecica* Antr. (много), *P. elegans* Pojark. (in litt.), *P. aff. subvasta* E. Вук., *Bisphaera* (*Bullella*) *irregularis* Pron. (in litt.), *Cribrosphaeroides* sp., *Archaelagena* sp., *Archaelagena* aff. *borealis* Pron., *Chovanella* sp., *Serpula* sp., *Morevammina* sp. Кроме того, встречается много остракод: *Aparchitellina domratchevi* Pol., *Knoxiella inserica* Pol., *Cavellina* sp. indet., *Healdianella* sp. indet. (опред. фораминифер — Т. В. Прониной, остракод — Г. Г. Зенковой).

Приведенная во всех трех списках фауна фораминифер определяет возраст содержащих ее известняков и вмещающей их толщи обломочных пород как вязовский горизонт верхнего подъяруса эйфельского яруса. Положение границы между «ашинской» свитой и сходными литологически с нею эйфельскими породами в этом обнажении физически (литологически и структурно) выражено стратиграфическим перерывом с пластом гравелитов (1—1.5 м) над ним.

Если рассматривать ашинскую свиту как одну молассовую формацию позднедевонского или раннекембрийского возраста, необходимо сделать допущение, что в течение всего кембрия, ордовика, силура и раннего девона на участках распространения ашинских отложений в западной части Башкирского поднятия и

в разрезах по линии железной дороги Уфа—Челябинск не происходило морского осадконакопления. Такое предположение, однако, кажется мало правдоподобным, так как в этой же западной зоне поднятия развиты морские ордовикские (разрезы Максютово и хр. Кибиз) и силурийские (разрез г. Индятау) отложения, а на геологической карте, составленной И. Д. Соболевым и П. И. Аладинским (1956) для западной окраины Башкирского поднятия, показана даже обширная зона распространения ордовикских морских отложений.

Растительные остатки (споры и пыльца), собранные автором и его сотрудником В. В. Барановым, во всех перечисленных разрезах оказались очень скудными в количественном отношении и плохой сохранности. Только в пяти разрезах качество оказалось достаточным для определения их до вида и, соответственно, позволило высказать соображения о наиболее вероятном возрасте содержащих их пород. Определившая собранные нами спорово-пыльцевые комплексы Е. М. Андреева объединила их в две группы: древние, наиболее вероятно, позднедокембрийские (валдайские) и нижне- и среднедевонские.

Споры древнего, валдайского типа были обнаружены в образцах из четырех разрезов: 1) по тракту г. Белорецк—г. Стерлитамак, в окрестностях сел. Кук-Кураук; 2) по р. Бугунде, западнее сел. Аралбаево; 3) по р. Белой, ниже пос. Нижний Авзян; 4) по р. Аша, южнее сел. Ивановки.

В образцах из разреза по тракту из г. Белорецка в г. Стерлитамак в аргиллитах предположительной верхней части басинской толщи «ашинской» свиты, обнажающихся в 5 км восточнее сел. Кук-Кураук, Е. М. Андреевой были найдены: *Trachysphaeridium ruminatum* Andr., *Lophosphaeridium clavulatum* Andr., *Orygmatosphaeridium compressum* Andr., которые, по ее мнению, характерны для отложений валдайской серии Русской платформы.

В образцах из разреза по р. Бугунде, в 1 км западнее сел. Аралбаево, в пробе аргиллита и алевролита предположительно в нижней и средней части урюкской толщи «ашинской» свиты были встречены *Orygmatosphaeridium rubiginosum* Andr. и *Protoleiosphaeridium sorediforme* Tim., наряду с которыми, однако, встречаются остатки стеблевых тканей нижедевонского облика.

В аргиллите и алевролите из обнажения, расположенного на левом берегу р. Белой в 3 км южнее пос. Нижний Авзян, предположительно из средней части урюкской толщи, был установлен *Orygmatosphaeridium rubiginosum* Andr. (?) также совместно с обрывками стеблевых тканей девонского облика.

В алевролите из обнажения, расположенного на р. Аша, в 5 км выше сел. Ивановки, предположительно из нижней части басинской толщи, был также обнаружен *Orygmatosphaeridium rubiginosum* Andr. (?) и фрагменты ламинаритовых водорослей.

Споры нижнедевонского типа были обнаружены также в четырех разрезах, три из которых те же, где были встречены древние (валдайские) споры. Так, в алевролите, обнажающемся на правом склоне долины р. Белой в 1 км ниже сел. Максютово, и относящемся предположительно к басинской толще, обнаружена спора *Archaeozonotriletes variabilis* Naum. вместе с обрывками стеблевых проводящих тканей, характерных для отложений нижнего девона. Эти остатки достаточно определенно позволяют предполагать нижнедевонский возраст заключающих их осадков.

В обнажении алевролитов и аргиллитов, расположенном в 3—3.5 км ниже пос. Нижний Авзян по р. Белой, установлено наличие спор *Camarozonotriletes* cf. *minutus* Naum., *Leiotriletes pigmeus* Tschibr., которые позволяют предполагать как наиболее вероятный нижнедевонский возраст содержащих их отложений.

В аргиллитах, обнажающихся в 11.5 км восточнее от сел. Кук-Кураук по Стерлитамакскому тракту, предположительно в низах басинской толщи содержатся споры *Archaeozonotriletes mutatus* Naum., предположительно нижнедевонского возраста.

В аргиллитах, обнажающихся по р. Аша, в 1 км выше от сел. Ивановки, встречаются споры *Retusotriletes aptus* Tschibr., характерный для отложений такатинской свиты.

Из органических остатков, обнаруженных другими исследователями, необходимо отметить псилофитовую флору, на присутствие которой в «ашинских» отложениях хребта Каратау указывал С. М. Домрачев (1952), и остракоды, близкие к силурийским (ландовер-венлокским) формам, упомянутые Б. М. Келлером (1962) в толщах отложений, покрывающих «ашинские», в разрезе по р. Нугуш в районе г. Индятау.

В пробах из наших сборов на западном склоне Среднего Урала споры были обнаружены Е. М. Андреевой в отложениях двух разрезов: 1) в разрезе по долине р. Межевая Утка; 2) р. Серебрянке в окрестностях поселка того же названия. В образцах из первого обнажения были определены: *Trachytriletes minutus* Naum., *Archaeozonotriletes incertus* Naum., *Archaeozonotriletes* cf. *minutus* Naum., *Stenozonotriletes ornatissimus* Naum. Все перечисленные споры, по мнению Е. А. Андреевой, являются характерными для отложений нижнего девона. В аргиллите из второго обнажения были обнаружены споры *Leiotriletes simplex* Naum., *Acanthotriletes tenuispinosus* Naum., *Retusotriletes simplex* Naum. вместе с обрывками растительных проводящих тканей. Состав органики в этом обнажении также указывает на нижнедевонский возраст содержащих ее пород.

Приведенные данные о растительных остатках, обнаруженных в породах «ашинской» свиты западного склона Южного и Среднего Урала, по нашему мнению, также свидетельствует о правдоподобности предположения исследователей, в том числе и автора, о наличии здесь не одной, а, по крайней мере, двух или трех

«ашинских» свит, или молассовых формаций: позднедокембрийской, или валдайской (вендской), связанной с байкальской эпохой тектонических движений, и раннедевонской, соответствующей эпохе позднекаледонской складчатости.

Характер тектонических движений и время их проявления в байкальскую тектоническую эпоху на Западном склоне Урала

Характер тектонических движений в ту или иную тектоническую эпоху, или фазу, как уже отмечалось выше, может быть определен путем анализа структурного соотношения толщ пород, залегающих ниже и выше перерыва, обусловленного проявлением движений земной коры в промежутке времени между формированием нижней и верхней толщ. Если несогласие имеет эрозионный характер, оно свидетельствует только о поднятии земной коры выше уровня океана во время перерыва осадконакопления, если же верхняя толща лежит на нижней с угловым несогласием, то это указывает на проявление складчатых деформаций в толще, расположенной ниже перерыва, перед отложением осадков толщи, залегающей выше него.

«Ашинская серия», будем ли мы ее рассматривать как единую позднедокембрийскую или раннекембрийскую молассу или как несколько разновозрастных молассовых формаций, в конкретных разрезах будет всегда, как и ее отдельные составляющие, залегать только на позднекембрийских образованиях и только с эрозионным, а не с угловым, несогласием.

Ю. Р. Беккер (1968, стр. 137), рассматривая вопрос о формационной принадлежности ашинских отложений западного склона Урала, пишет: «Ашинская серия является наиболее молодым комплексом в разрезе древних толщ, на которых она залегаёт с небольшим перерывом, однако по характеру дислоцированности и степени метаморфизма этот комплекс неотличим от более древних терригенных пород каратауской серии». В этой работе приведены графические колонки с изображением характера структурного взаимоотношения ашинских отложений с подстилающими их укскими, или миньярскими, по 12 изучавшимся им разрезам: Сикяз-Тамак, Идрисово, Карагулово, Вязовая, Усть-Катаев, р. Инзер, р. Баса, Урман-Реват, Калышта, Байназарово, Кривая Лука, Тирлян.

Урюкская толща в первых девяти разрезах и криволукская в трех остальных лежат с перерывом, но без углового несогласия на породах миньярской (укской) свиты рифея. Выводы Ю. Р. Беккера подтверждаются и нашими наблюдениями в 10 перечисленных выше южноуральских разрезах. Вместе с тем, Ю. Р. Беккер, рассматривая вопрос об условиях залегания и возрасте ашинских отложений на Южном Урале, отмечает, что они залегают местами с перерывом не только на укских и миньярских породах, но и на породах более древних свит каратауской серии. «Породы ашинской

серии, — пишет он, — с размывом залегают на разновозрастных отложениях. В бассейне рек Юрезани, Сима, Инзера и частично Зилима они трансгрессивно перекрывают укские отложения. Восточнее, в бассейне р. Ая, эта серия залегают с размывом на доломитах с кремнями бьянской толщи миньярской свиты. Трансгрессивное залегание ашинских пород на инзерских отложениях уже описывалось в литературе (Домрачев, 1952).

В долине р. Зилима, к востоку от пос. Зиреклы, ашинские отложения, по-видимому, перекрывают катавские глинистые известняки. Таким образом, на отдельных участках западного склона Южного Урала в результате предашинского размыва была удалена толща пород мощностью около 1 км. Однако продолжительность предашинского перерыва, судя по имеющимся определениям абсолютного возраста пород укской и ашинской свит, была небольшой и, по-видимому, не превышала 5—10 млн лет». Из цитированного отрывка видно, что Ю. Р. Беккер не отмечает в основании ашинских отложений угловых несогласий и в тех случаях, когда они налегают трансгрессивно на инзерскую и предположительно катавскую свиты каратауской серии.

Следовательно, независимо от того, рассматривать ли ашинские отложения как единую позднедокембрийскую или раннекембрийскую молассовую формацию или как несколько сходных молассовых формаций, образовавшихся в байкальскую и упомянутые выше каледонские эпохи тектонической активизации земной коры, из приведенных выше данных можно сделать только один вывод, а именно, что складчатые движения в пределах западного склона Урала в байкальскую тектоническую эпоху не проявлялись, а имело место только поднятие земной коры, обусловившее эрозионное несогласие между «ашинской» свитой и подстилающими ее различными свитами каратауской серии рифея. Это обстоятельство еще раз свидетельствует в пользу существования в зонах Башкирского и Уралтауского поднятий Урала в течение позднерифейского времени платформенных, а не геосинклинальных тектонических условий.

Такая же картина наблюдается и в Енисейском крае, который занимает по отношению к дорифейскому кристаллическому фундаменту Сибирской платформы такую же структурную позицию, какую западный склон Урала занимает по отношению к фундаменту Русской платформы. Мотская свита нижнего кембрия, по данным Г. И. Кириченко (1965, стр. 375), «местами согласно, местами с размывом залегают на оселочной свите верхнего докембрия и, по-видимому, согласно перекрывается доломитами ленского яруса». На стр. 373 этой работы Г. И. Кириченко (рис. 10 его статьи) приведен геологический профиль по долине р. Тея от утеса Красного до пос. Тея, на котором видно залегание мотской свиты на оселочной без каких-либо признаков углового несогласия. В зоне Туруханских складок граница между

кембрием и докембрием, по Г. И. Кириченко (1965, стр. 379), проходит даже внутри известняково-доломитовой платоновской свиты, две нижние подсвиты которой геологами, работающими в этом районе, относятся к верхнему докембрию, а верхняя — к алданскому ярусу нижнего кембрия. Взаимоотношения позднего докембрия и кембрия в Туруханском крае изучались также О. А. Вотах и Г. В. Козловым, которые (1965, стр. 111) говорят о том, что «для выделения байкальской складчатой системы в Туруханском районе нет никаких оснований».

Вопрос о роли и значении тектонических движений байкальской эпохи в области восточного склона Урала будет рассмотрен в следующей главе.

**ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
КЕМБРИЙСКОГО ПЕРИОДА НА УРАЛЕ
И САЛАИРСКАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ**

При оценке палеотектонических условий в кембрийском периоде на Урале и значения байкальской и салаирской складчатостей возникают значительные трудности, обусловленные отсутствием единства во взглядах исследователей на масштабы морского осадконакопления в кембрии в различных структурно-фациальных зонах уральской геосинклинальной области и, соответственно, о современных площадях распространения кембрийских отложений, их возрасте и стратиграфии.

Так, например, Н. С. Шатский (1935б, стр. 615) предполагал, что объем (т. е. длительность, — А. П.) предордовикского регионального перерыва на западном склоне Урала на всем его протяжении охватывал почти весь кембрий. Сходная точка зрения высказывается в работах Н. П. Хераскова и А. С. Перфильева (1963), а также В. С. Журавлева, А. С. Перфильева и Н. П. Хераскова (1965), в которых они предордовикское структурное несогласие на Урале рассматривают как важнейший рубеж между древними, в основном байкальскими, складчатыми структурами, названными ими «доуралидами», и расположенными выше этого несогласия «уралидами», сформировавшимися в период от начала ордовика до конца палеозоя или даже до начала триаса.

Правда, по представлению этих исследователей, стратиграфический уровень структурной границы между «доуралидами» и «уралидами» изменяется в различных районах Урала, так что к «доуралидам» местами относятся не только складчатые структуры позднего докембрия и кембрия, но и более молодые — ордовикские.

К весьма сходным или даже тождественным выводам пришел и автор настоящей работы по вопросу о стратиграфическом уровне несогласия между «уралидами» и «доуралидами» упомянутых авторов или «тимано-байкалидами» и «герцинидами», по нашей терминологии.

Несколько по-другому оценивает масштабы кембрийского осадконакопления и распространения на Урале кембрийских отложений К. А. Львов (1965) в работе, опубликованной в томе «Кембрийская система» 14-томного издания «Стратиграфии СССР». Нижнекембрийские отложения, по его представлению (таблица между стр. 114 и 115), распространены в полном объеме в зоне Центральноуральского антиклинория на Полярном и Южном Урале, в Орь-Илекской зоне (реки Урал, Кос-Истек), а также в зоне Тоболо-Иргизской (в бассейнах рек Тобола и Иргиза). Несмотря на то что фаунистическая характеристика нижнекембрийских отложений весьма слабая, К. А. Львов находит возможным подразделить их во всех упомянутых зонах на пять горизонтов (снизу вверх): опизский, пуйвинский, цокурьинский, хобеинский и маньинский. Средний кембрий, по К. А. Львову (1965), повсеместно на Урале отсутствует, зато верхний (оюяхинский горизонт) также распространен во всех перечисленных зонах.

В схеме стратиграфии кембрийских отложений Урала, утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом (1968), нижнекембрийские отложения, относящиеся к ленскому ярусу, выделены только в бассейне р. Сакмары (тереклинская свита) и в бассейнах рек Санарки и Уй, на восточном склоне Южного Урала. Средний кембрий, так же как в схеме К. А. Львова, отсутствует, а верхний развит только на Орь-Илекском водоразделе (акайская свита) и в бассейне р. Сакмары. Мощность тереклинской свиты определена величиной около 300 м, общая мощность нижнего кембрия в бассейне Санарки и Уя — в 1400—1500 м, акайская свита верхнего кембрия на Орь-Илекском междуречье имеет мощность 700—800 м, а мощность верхнекембрийских кварцевых песчаников и известняков в бассейне р. Сакмары — около 25 м.

Таким образом, достоверные нижне- и верхнекембрийские отложения на сегодня известны на Урале только в двух упомянутых районах: в Сакмаро-Илекской и Санарско-Уйской зонах. Характеристика структурной границы тереклинской свиты с подстилающими ее докембрийскими толщами в первой зоне в самой краткой форме дана А. В. Хабаковым (1964, 1967), а разрез нижнего кембрия бассейна рек Санарки и Уя описан Н. Ф. Мамаевым (1965).

А. В. Хабаков (1964, стр. 115) на основе произведенных им совместно с А. Д. Петровским в 1956—1959 гг. исследований в бассейне р. Сакмары дает следующую краткую характеристику развитых здесь нижнекембрийских отложений: «В пределах Сакмарской структурно-фациальной зоны по западному склону Урала имеется лишь нижний кембрий, разнообразный по составу, но сравнительно ограниченный по мощности и возрастному диапазону. Залегание метаморфизованного нижнего кембрия

в ядрах древних складок вблизи сильно измененных докембрийских массивов позволяет допустить здесь наличие длительного перерыва, глубокого древнего размыва и несогласного налегания (между Sm_1^2 и докембрием). Ту же характеристику кембрия сакмарской зоны он приводит и в работе 1967 г.

Органические остатки, содержащиеся в известняках тереклинской свиты, развитой в этом районе, перечислены в работе Е. В. Лермонтовой и Н. К. Разумовского (1933), а также в «Стратиграфическом словаре СССР» (1956, стр. 930); они состоят из археоциат: *Rhabdocyathus nalivkini* Vol., *Dictyocyathus burgardtii* Vol., *Archaecyathus subtilis* Vol., *A. shini* Vol., *A. facilis* Vol., *Protophareta ertaschkai* Vol., *Sperocyathella bislartani* Vol., *Bicyathus agnostus* Vol.; известковых водорослей: *Razumovskia uralica* Bol., *R. druticosum* Vol., *R. fasciculatum* Chan., *Chabakovia ramosa* Vol.; брахиопод: *Kutorgina perrugata* Walcott. Поскольку тереклинская свита в корреляционной схеме кембрийских отложений Урала, утвержденной МСК (1968), отнесена к ленскому ярусу нижнего кембрия, перерыв между отложениями этой свиты и докембрийскими породами охватывает как минимум весь алданский ярус кембрия, а, вероятно, также большую часть рифея.

Нижнекембрийские фаунистически охарактеризованные отложения во втором районе, расположенном уже на восточном склоне Урала, в пределах Восточноуральского поднятия, были впервые установлены Н. Ф. Мамаевым в 1961 г. (Мамаев, 1961). В одной из более поздних работ (Мамаев, 1965, стр. 23—27) он дает развитым здесь нижнекембрийским отложениям следующую, более подробную, чем в первой работе, характеристику. «По детальным наблюдениям автора, состав нижнего кембрия в долине р. Санарки ... и по р. Уй западнее г. Троицка, следующий:

1. В низах разреза залегают темно-серые и серые базальные типа полимиктовые, отчасти гравелистые песчаники, подчиненные им песчанистые и глинистые филлитовидные сланцы. Обломочный материал песчаников представлен угловатыми или слабо окатанными зернами плагиоклазов, кварца и, в основном, угловатыми обломочками размером до 2 мм слюдяно-кварцитовых, филлитовых, темных углисто-кварцитовых и других сланцев и кварцитов из подстилающей чулаксайской свиты.¹ Обломочки слюдяно-кварцитового сланца составляют иногда до 25% всей массы породы. Обычными в составе песчаников являются угловатые зерна прозрачного плагиоклаза среднего состава с тонкой полисинтетической штриховкой. Цементом является глинистослюдистый пелитоморфинный материал ...

¹ Чулаксайская свита, выделяемая Н. Ф. Мамаевым (1958) на восточном склоне Южного Урала, условно синхронизируется им с некоторой частью юрматинской серии рифея Башкирского поднятия.

В виде отдельных покровов мощностью до 20 м среди базальных песчаников встречаются эффузивные диабазы, сопровождающиеся пачками зеленоватых туффитов.

В долине р. Уй по Крохалеву логу и ниже его устья в этой части толщи среди песчаников встречены прослойки серого сланцеватого известняка без фауны. Мощность нижней базальной толщи колеблется от 50 до 200 м.

2. Выше базальных песчаников и подчиненных им диабазов залегают зеленые массивные или неясносланцеватые диабазы с микродиабазовой структурой и редкими фенокристаллами альбитизированного плагиоклаза, диабазовые порфириты с многочисленными крупными вкрапленниками плагиоклаза и, в меньшем размере, плагиоклазпироксеновые порфириты среднего состава и альбитофиры. Эффузивные породы сопровождаются мелкообломочными туфами и туффитами. В виде небольших прослоев среди вулканогенных пород встречаются полимиктовые песчаники и песчанистые сланцы.

Выходы вулканогенных пород составляют значительные береговые обнажения в долинах рек Уй и Санарки. По р. Уй, выше пос. Осиновка, среди диабазов этой части толщи установлены маломощные (до 2 м) прослой водорослевых известняков, содержащих синезеленые водоросли группы *Onkolithi* Pia. Мощность вулканогенных пород, заключающих прослой полимиктовых песчаников и известняков, непостоянна и колеблется от нескольких десятков до 250—300 м.

Верхи вулканогенной толщи составляют массивные серые, иногда пятнистые, мраморовидные известняки и вторичные доломиты по ним, на выходах в значительной части окремненные и железненные... Карбонатные породы, известняки и доломиты налегают на подстилающие их вулканогенные образования согласно. Иногда в основании их отмечается чередование известняков с порфиритами, диабазами или неяснослоистыми туффитами, имеющими незначительную мощность. Известняки светло-серые с пятнами красноватого, массивно-глыбового сложения, образуют не выделяющиеся над поверхностью отдельные выходы. Будучи окремнены, составляют сопкообразные обнажения высотой до 5 м.

Наиболее полно верхняя часть вулканогенной толщи обнажена около устья крутого лога по левому склону долины р. Санарки, в 2 км выше пос. Покровского... Известняки и доломиты образуют здесь многочисленные выходы вдоль левого склона лога, залегая непосредственно на диабазах, туффитах или диабазовых порфиритах, выходы которых располагаются по логу гипсометрически ниже их. На выветрелых поверхностях светло-серых мраморовидных и частью доломитизированных известняков с пятнами красновато-бурого известняка имеются разрезы окаменелостей, из которых некоторые по характерным очертаниям

были приняты за археоциат. По определению А. Г. Вологодина, среди собранных нами в 1958 г. органических остатков присутствовали: археоциаты — *Ajacicyathus* sp., *Coscincyathus* cf. *dianthus* Born., *C.* cf. *elongatus* Born., *Epiphyton fasciculatum* Chapm., *E.* cf. *planosus* Korde, *Algae incerta sedis* и раковины хиолитоидей. По заключению этого палеонтолога, комплекс археоциат и эпифитоновая флора дают совершенно неоспоримые указания на принадлежность его во второй половине нижнего кембрия, скорее всего к нижней части ленского яруса.

Летом 1961 г. выходы нижнего кембрия по р. Санарке были просмотрены автором совместно с Б. М. Келлер и И. Т. Журавлевой. И. Т. Журавлева произвела при этом большой сбор археоциат во всех выходах нормальных известняков и доломитов вдоль лога. По предварительному сообщению, в собранном материале ею установлены следующие археоциаты: *Ajacicyathus* sp., *Fortmosocyathus?* sp., *Etmophyllum* sp., *Leptosocyathus* sp., *Coscincyathus* ex gr. *dianthus* Born., *Robustocyathus* sp., *Protopharetra* sp., *Dictyocyathus* sp., *Archaeolynthus* sp., *Aptocyathus?* sp., *Nochoricyathus* sp., *Vicyathus* sp., *Asterocyathus?* sp. и один новый вид.

По мнению И. Т. Журавлевой, этот комплекс археоциат близок к санаштыкгольскому и характеризует средину ленского яруса нижнего кембрия.

3. Стратиграфически выше вулканогенной толщи с подчиненными ей полимиктовыми песчаниками и археоциатовыми известняками залегает мощная толща чередующихся между собой полимиктовых песчаников и глинистых филлитовидных сланцев с редкими маломощными (до 10 м) покровами эффузивных диабазов. По составу полимиктовые песчаники этой толщи довольно однообразны и в общем сходны с песчаниками нижней базальной толщи. В обломочном материале их встречаются угловатые или слабо окатанные обломочки слюдяно-кварцитового сланца и микрокварцита, а также характерные зерна плагиоклаза (андезина) с тонкой полисинтетической штриховкой. Мощность толщи достигает 600 м.

4. Выше по р. Санарке в большом левобережном скалистом обнажении наблюдается более молодая толща из грубослоистых полимиктовых и кварцево-известковистых песчаников и глинистых филлитовидных сланцев с подчиненными прослоями микроконгломератов из обломочков сланцев чулаксайской свиты и присоединяющихся к ним зерен плагиоклаза, кварца и рудного минерала. Мощность толщи до 300 м.

5. Верхняя часть разреза нижнего кембрия представлена толщей известково-полимиктовых песчаников, мергелистых сланцев и слоистых известняков, выступающих по р. Санарке против пос. Покровского, а по р. Уй — против пос. Некрасовского. Эти известняки обладают несколько отличным внешним обликом от археоциатовых известняков по логу. Они обнаруживают неясную

слоистость и чередуются с известково-полимиктовыми песчаниками. Определенных органических остатков в них не установлено, но были встречены неопределимые отпечатки тонкоробристых раковин...

Наибольшая видимая мощность известняков в верхней части описываемой толщи не превышает 100 м; общая же ее мощность достигает 1450—1500 м».

Здесь намеренно довольно подробно повторяется описание восточноуральского достоверного нижнего кембрия, данное его первооткрывателем — Н. Ф. Мамаевым (1965). Дело в том, что некоторые из уральских геологов (Ю. Бердюгин и др.) все еще отрицают возможность выходов на поверхность на восточном склоне Урала докембрийских и кембрийских пород в коренном залегании, а известняки, содержащие упомянутые органические остатки, пытаются рассматривать как глыбы среди более молодых палеозойских отложений, как эратические валуны, занесенные, по-видимому, с Сибирской платформы или с Западного Саяна, так как карбонатный нижний кембрий с фауной санаштыкгольского типа пока известен только в этих регионах. Автор настоящей работы, однако, считает установление Н. Ф. Мамаевым нижекембрийских отложений в бассейне р. Уя, несомненно в коренном залегании, его большой заслугой, позволившей на безупречном материале делать не только стратиграфические построения, но и палеогеографические и палеотектонические реконструкции для раннего кембрия и позднего докембрия и определения характера границы между ними.

Н вопрос о палеотектонических условиях в кембрии на Урале

Одно обстоятельство не может быть незамеченным при рассмотрении вопроса о масштабах морского осадконакопления и распространения кембрийских отложений на Урале, именно то, что, несмотря на детальную в геологическом отношении изученность Урала, достигнутую за последние десятилетия, Н. Ф. Мамаевым был установлен всего лишь один новый район распространения достоверных нижекембрийских отложений — это только что описанный район в бассейне р. Санарки и Уя на восточном склоне Южного Урала.

Является ли отмеченное обстоятельство следствием недостаточного внимания геологов, ведущих детальные геологические съемки в различных районах Урала, к поискам кембрийских пород, или кембрийские отложения пользуются на Урале действительно узко локальным распространением и представлены преимущественно в континентальных фациях, т. е. формациями флишoidного и молассового типа?

Автор настоящей работы на основе личного опыта многолетних исследований на Урале, главным образом на его восточном

склоне, предполагает, что в течение кембрийского периода Урал не только в области западного его склона, как считал Н. С. Шатский, но и на восточном склоне представлял сушу — орогенную область, образовавшуюся после поднятий и складчатости байкальской тектонической эпохи. Это было, вероятно, невысоко приподнятое над уровнем океана плоскогорье, обладавшее расчлененным тектоническим и эрозионным рельефом, в пределах которого в межгорных прогибах, вероятно, типа грабенов, накапливались периодически в диапазоне от самого позднего докембрия или венда до аренигского века ордовика флишоидные и молассовые формации: на западном склоне — «ашинского» типа, а на восточном — формации, несколько отличные от «ашинских» по литологическому составу, но близкие к ним по генетической природе.

Раннекембрийское море в ленский век в форме небольших заливов ингрессировало на некоторое время в межгорные прогибы в двух упомянутых районах Южного Урала из более обширных морских бассейнов Центрального Казахстана. В позднем кембрии море покрывало некоторые площади в Сакмарском и Орь-Илекском районах, а также, вероятно, на Полярном Урале и Пай-Хое, где А. М. Иванова (1958, 1959) указывает на находки ископаемых верхнекембрийского рода *Billingsella*.

Все остальное пространство Урала в течение всего кембрийского периода обладало, вероятно, как на западном, так и на восточном склоне Урала орогенными тектоническими условиями, обусловленными движениями земной коры в байкальскую тектоническую эпоху, т. е. представляло сушу.

Подробно вопрос об условиях образования терригенных толщ нижнего палеозоя восточного склона Урала рассмотрен в работах И. В. Чермешиневой (1969а, 1969б), поэтому здесь мы остановимся только на основных выводах этих работ.

Развитые на восточном склоне Урала в ряде районов нижнепалеозойские и вендские терригенные толщи, по ее мнению, принадлежат граувакковой (флишоидной) и молассовой формациям. Накопление осадков этих формаций происходило в грабенообразных тектонических прогибах типа «дива» или рифтовых депрессиях, имевших различные размеры и ориентировку осей по отношению к меридиану и простиранию верхнедокембрийских толщ пород, на которых они расположены.

В различных районах Среднего и Южного Урала И. В. Чермешиневой выделяются следующие по возрасту флишоидные и молассовые формации раннего палеозоя и венда, соответствующие отдельным фазам складчатости и поднятий земной коры байкальской и салаирской тектонических эпох: 1) самые низы нижнего кембрия — верхняя толща медведевской свиты в Салдинском районе Среднего Урала; соответствует заключительной стадии позднебайкальской орогении; 2) верхний кембрий — верхняя толща исетской свиты на Среднем Урале, рымникская свита и

верхняя толща новониколаевской свиты на Южном Урале; соответствуют одной из фаз раннесалаирской орогении; 3) аренигский ярус ордовика — нижняя толща кундравинской свиты и маячная свита Южного Урала; соответствует одной из поздних фаз салаирской орогении; 4) верхний ордовик — московская и варненская свиты Южного Урала. Соответствуют одной из ранних фаз таконской орогении.

Вопрос о том, какой тип движений земной коры преобладал на восточном склоне Урала в позднебайкальскую тектоническую эпоху — складчатый или колебательный — установить пока уверенно невозможно из-за недостатка надежных фактических данных.

Раннекаледонская (салаирская) складчатость Урала, ее распространение и характер проявления

Как уже отмечалось в предыдущей работе автора, посвященной описанию варисцидского цикла тектонической истории Урала, впервые на вероятность и возможность проявления в широких масштабах салаирской складчатости, равно как и других складчатостей каледонского цикла на Урале, указал А. В. Хабаков (1935). Такое предвидение делает честь научной интуиции этого исследователя, что же касается степени геологической изученности Урала в то время, то она была еще настолько невысока, что не позволяла говорить не только об отдельных эпохах, или фазах тектогенеза каледонского цикла и давать им региональную характеристику, но даже вообще о проявлении каких-либо движений земной коры этого цикла на Урале. В настоящее время, как уже отмечалось в предисловии, задача при характеристике салаирской складчатости заключается не в поисках аргументов для доказательства проявления движений земной коры салаирской эпохи, а в выяснении специфических особенностей проявления этих движений в различных структурных зонах и районах Уральской складчатой области. Сейчас многочисленные следы проявления салаирских движений земной коры установлены во всех частях Урала — от его полярных районов до Мугоджар.

Наличие перерыва и углового несогласия в основании ордовикских отложений, налегающих на различные по возрасту кембрийские или докембрийские породы, описывается в большом количестве как опубликованных, так и рукописных работ. Специальное внимание рассмотрению характера структурного взаимоотношения ордовикских отложений с подстилающими их уделено в следующих опубликованных работах: М. С. Бельского (1963), Л. Н. Белякова (1965), Н. Г. Боровко (1967), Г. П. Васянова (1965), Г. И. Водорезова (1960), К. Г. Войновского-Кригер (1960), Б. А. Голдина (1962), Б. Я. Дембовского (1965), Ю. Б. Евдокимова (1961),

Ю. Б. Евдокимова и А. Г. Комарова (1961), Ю. Б. Евдокимова и Г. Я. Базилевич (1963), К. П. Евсеева (1959, 1960), П. М. Есипова (1953), А. М. Ивановой (1958, 1959), А. М. Ивановой, В. И. Устрицкого и Ю. Е. Молдаванцева (1957), А. В. Ключихина (1960), С. Н. Краузе и В. А. Маслова (1961), Д. Д. Криницкого (1965), Н. И. Леоненок (1955), Н. Ф. Мамаева (1958, 1959, 1961, 1965, 1967 и др.), В. Н. Малашевского и Н. И. Поповича (1961), В. В. Маркина (1960), С. В. Младших (1959, 1963), И. А. Парханова (1962), А. Д. Петровского и С. С. Горохова (1962), М. Е. Раабен (1959), В. Я. Устинова (1958, 1960), Н. П. Хераскова и Е. Е. Милановского (1953), Г. А. Чернова (1962), Н. Г. Чочиа (1951, 1955), В. С. Шарфмана (1965), а также в сводных статьях Д. Г. Ожиганова (1964а, 1964б) и А. В. Ключихина (1964), напечатанных в XIII т. 2-го издания «Геологии СССР».

Помимо печатных работ, ежегодно появляются также многочисленные рукописные материалы — отчеты по геологосъемочным, поисковым и тематическим работам, содержащие обстоятельное описание ордовикских отложений и данных об их структурном соотношении с подстилающими их породами в различных районах Урала. В этих рукописных материалах охарактеризованы многие десятки конкретных опорных разрезов, в которых авторы наблюдали характер нижней границы ордовикских отложений с различными по возрасту породами доордовикскими. Такие конкретные описания характера нижнего контакта ордовика с подстилающими его более древними, чем ордовикские, отложениями для наших целей представляют особую ценность, так как позволяют на большом количестве примеров аргументировать правомерность выделения на Урале салаирской тектонической эпохи и установить специфические особенности проявления движений земной коры этой эпохи в различных районах и структурно-фациальных зонах Уральской геосинклинальной области. Среди рукописных работ, содержащих описание характера структурного взаимоотношения ордовикских и подстилающих их доордовикских отложений, необходимо отметить в первую очередь следующие: Л. Т. Беляковой и др. (1964 г.), А. И. Водолазского (1964, 1965, 1966, 1967 гг.), В. Н. Гессе (1962 г.), Б. Я. Дембовского и др. (1965, 1966 гг.), М. Н. Деви (1964 г.), Г. Г. Ефимова (1966 г.), С. А. Золотарева (1965 г.), П. И. Климова (1950 г.), А. В. Ключихина (1959, 1960 гг.), О. А. Кондияйна, В. Н. Малашевского, А. Г. Кондияйн, Г. Я. Базилевич и др. (1961 г.), М. В. Кондратьевой и др. (1967 г.), В. М. Коркина (1964 г.), В. Н. Красновой (1960 г.), С. Н. Краузе (1959 г.), В. В. Макарихина (1965 г.), М. П. Мезенцева (1964 г.), А. Д. Миклухо-Маклая (1963 г.), В. В. Павленко (1966 г.), Я. Р. Пахло (1966 г.), Н. Ф. Решетникова (1966 г.), X. С. Розман (1952 г.) А. Ф. Ротарь (1962 г.), А. А. Савельева (1967 г.), Б. М. Садрисламова и др. (1966 г.), Р. А. Сегедина (1960, 1965 гг.), И. И. Сяницына

(1965 г.), Г. С. Трошина (1965 г.), А. В. Цымбалюка (1960 г.), Г. А. Чернова (1962 г.), Н. М. Чудинова (1966 г.), В. С. Шарфмана (1959, 1962 гг.), В. И. Шляхова (1966 г.), А. Ф. Шульга (1965 г.) и др.

Несмотря на довольно многочисленные работы, как печатные, так и рукописные, в которых охарактеризован структурный тип нижней границы различных по возрасту толщ ордовика с подстилающими их доордовикскими породами, установление роли и значения движений земной коры салаирской эпохи на Урале оказывается в такой же мере сложным, как и эпохи байкальской. Дело в том, что базальные слои ордовика в большинстве пунктов наблюдений налегают не на кембрийские, а на различные по возрасту докембрийские породы. В этом случае с равным основанием можно предполагать, что предордовикское несогласие могло быть обусловлено либо салаирскими, либо байкальскими движениями земной коры. Однако налегание ордовика в ряде районов Приполярного и Полярного, а также Южного Урала несогласно на фаунистически охарактеризованные нижне- и верхнекембрийские отложения не оставляют сомнения в том, что салаирская складчатость и поднятие земной коры на Урале проявились весьма интенсивно. Есть даже основание предполагать, что в ряде районов, где ордовикские отложения с перерывом и угловым несогласием лежат на докембрийских, складки в последних образовались не в байкальскую, а именно в салаирскую эпоху.

Эта эпоха, как показали исследования автора настоящей работы (Пронин, 1969а, гл. II), имела очень большую длительность (около 30—35 млн лет в абсолютном летоисчислении), а проявление складчатости и поднятий в этом диапазоне времени имело место неоднократно: в позднем кембрии, на рубеже позднего кембрия и тремадока, внутри тремадока, между тремадоком и аренигом, а также на границе этого последнего и лланвиерна. Поэтому, как будет показано ниже на конкретных примерах, и на Урале уровень как эрозионных, так и угловых несогласий, соответствующих салаирской эпохе, также меняется в разных районах в указанном интервале разреза, но все они в совокупности документируют проявление довольно интенсивных как колебательных, так и складчатых движений земной коры рассматриваемой салаирской эпохи.

В связи с тем что реконструировать структурно-фациальную зональность в пределах Урала для кембрийского геократического периода практически пока невозможно, обзор конкретных данных о следах проявления салаирских движений производится ниже в обобщенном виде по следующим регионам: 1) Пай-Хой, Полярный и Приполярный Урал; 2) Северный и Средний Урал; 3) Башкирский и Оренбургский Урал и Мугоджары. Излагаемые данные о структурных соотношениях ордовикских отложений с кембрийскими и докембрийскими, а также о несогласиях внутри нижнего

ордовика получены как из опубликованных, так и рукописных работ, при этом большинство из этих данных, относящихся к районам Среднего и Южного Урала и Мугоджар, т. е. к районам наиболее доступным в транспортном отношении, были проверены лично автором настоящей работы при полевых наблюдениях совместно с геологами, производившими геологическую съемку в том или другом районе или без их участия.

Приполярный и Полярный Урал и Пай-Хой

Сведения об ордовикских отложениях и их структурном взаимоотношении с доордовикскими этих самых северных частей Уральской складчатой области, за последние годы сильно количественно возросшие, имеются как в опубликованных, так и рукописных работах геологов всех геологических управлений, работающих в этой части Урала (Ухтинского, Тюменского, Уральского), а также работников ВСЕГЕИ и ВНИИГА. Из опубликованных работ двух последних десятилетий необходимо упомянуть в первую очередь следующие: Ю. Б. Евдокимова (1959, 1960, 1961), Ю. Б. Евдокимова и А. Г. Комарова (1961), Ю. Б. Евдокимова и Г. Я. Базилевич (1963), К. П. Евсеева (1959, 1960), А. М. Ивановой, (1958, 1959), А. М. Ивановой, В. И. Устрицкого и Ю. Е. Молдаванцева (1957), К. А. Львова (1958, 1965 и др.), М. Е. Рабен (1959), В. Я. Устинова (1960) и др. В работе Ю. Б. Евдокимова и Г. Я. Базилевич (1963) дается следующая краткая характеристика структурного типа нижнего и верхнего контактов ордовикских отложений описываемой части Урала (стр. 39): «В пределах западного склона Урала и его осевой части ордовикские отложения, как правило, ложатся с угловым несогласием на размытую поверхность хобейнской и маньинской свит, возраст которых, по видимому, соответствует нижней половине кембрия. Верхней границей ордовикского структурного подэтажа служит стратиграфическое несогласие между ордовиком и силуром, которое проявляется локально».

В унифицированной корреляционной схеме ордовикских отложений Урала и соседних регионов, утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1964 г., но опубликованной только в 1968, в ордовике выделен ряд субрегионов, фациальных зон, подзон и районов распространения ордовикских пород, а именно (по всему Уралу): 1) Пай-Хой, острова Вайгач и Новая Земля — субрегион с Западнопайхойской и Восточнопайхойской фациальными зонами; в первой зоне выделены два района: Западнопайхойско-Вайгачский и Новоземельский, а во второй — Амдерминский район; 2) субрегион Урал с зонами: А) Бельско-Елецкой, разделенной на подзоны: а) Чердынско-Уньинскую, б) Висимо-Карскую, в) Белорецкую; в первой подзоне выделены Чердынский и Уньинский районы, во второй — Висимо-Вишер-

ский, Ильчский, Шугоро-Кожимский, Усинский, в третьей — Бельский, Юрезанский, Зилаиро-Суваянский районы; Б) Сакмаро-Лемвинский с подзонами: а) Кидрясовско-Минисейской, б) Уфалейско-Байдаратской; первая подзона разделена на Сакмарский, Кос-Истекский, Бардымо-Билимбаевский, Кисуньинский, Подчерем-Ильчский, Пагинско-Харутский и Изъяхойско-Минисейский районы, вторая — на районы Уфалейско-Кытлынский, Сосьвинско-Ляпинский, Яротско-Ниедъюский и Собинско-Байдаратский; В) Магнитогорско-Щучьинская зона с районами: Бурангуловско-Тарлауский и Хараматолоуско-Щучьинский; Г) Восточноуральская зона с районами: Ильменогорский, Брединский, Аккаргинско-Троицкий.

Всего в обоих субрегионах выделено, таким образом, 28 перечисленных районов распространения ордовикских отложений. Из этого количества в 19 районах под ордовиком показано структурное несогласие, а в 9 вопрос о характере его нижней границы недостаточно выяснен. Из районов, где ордовик лежит несогласно, в 5 районах он покоится на породах кембрия, а в остальных 14 — позднего докембрия. К районам с несогласным залеганием тремадокского яруса на кембрии принадлежат: Западнопайхойско-Вайгачский, Новоземельский, Амдерминский, Сакмарский и Кос-Истекский, т. е. наиболее северные и наиболее южные в пределах Урала. Внутри нижнего ордовика перерыв отмечен только в Сакмарском районе, одном из наиболее детально изученных. В других районах внутринижеордовикские перерывы не отмечены, вероятно, в связи с недостаточной детальностью изученности разреза нижнего ордовика, так как в некоторых более поздних работах отдельных авторов перерывы в разрезе нижнего ордовика ряда районов отмечаются.

Из рукописных работ, в которых имеется характеристика нижней структурной границы ордовикских отложений Приполярного и Полярного Урала и Пай-Хоя, необходимо отметить следующие: Л. Т. Белякова с соавторами (1964 г.) исследовала районы бассейнов рек Сана-Вож и Вора-Пенди-шор, где на зеленых сланцах маньинской свиты докембрия с угловым несогласием залегают кварцито-песчаники и гравелиты тельпосской свиты нижнего ордовика. А. И. Водолазский (1964, 1965, 1966, 1967 гг.) описал 26 конкретных опорных разрезов со вскрытой границей ордовикских и подстилающих их отложений в бассейнах рек Средняя Кок-Пела, Погурей-Егарт, Контактной, Ольховой, Бадьяшор, Левый Погурей и др. Во всех 26 разрезах отмечается наложение ордовикских конгломератов, песчаников и сланцев с угловым несогласием на различные по возрасту толщи докембрия, В. Н. Гессе (1962 г.) произведены исследования в бассейнах рек Тоннельной, Бадья-Шор, Северной, Бурной и др., где описано 8 опорных разрезов. Во всех разрезах конгломераты и песчаники нижеордовикской манитанырдской свиты залегают с угловым

несогласием на метаэффузивах и зеленых сланцах докембрия. Б. Я. Дембровским (1965 г.) исследованы районы по рекам Ния-ю и Прямой, а также окрестности оз. Монта-шор. Во всех трех районах конгломераты и песчаники манитаньрдской свиты залегают с угловым несогласием на эффузивах маньинской свиты; эти эффузивы в изобилии представлены в гальках упомянутых конгломератов. М. Н. Дэви (1964 г.) описаны районы горы Высокой вершины гор Мансинер, Защита, Гранитной, Псевдо-чендер. Во всех пяти районах этот автор отмечает трансгрессивное и с угловым несогласием налегание конгломератов, кварцитов и песчаников тельпосской свиты нижнего ордовика на филлиты и песчаники докембрийской пуйвинской свиты.

Г. Г. Ефимов (1966 г.) описывает водораздел р. Большая Яптояха и руч. Маньсаран-шор, а также район хр. Тела-Из. В обоих районах конгломераты и кварциты ордовика несогласно залегают на кварцитовых сланцах, кварцитах и мраморах няртинской свиты условного кембрия.

С. А. Золотарев (1965 г.) характеризует район верховьев рек Щугор, Толья и Няис, где он на горе Турман отмечает трансгрессивное залегание конгломератов и песчаников тельпосской свиты на туфогеновых сланцах условно кембрийской или докембрийской (по унифицированной схеме 1968 г.) маньинской свиты, а также на эродированной поверхности гранитов массива Маньхамбо.

Особое значение среди рукописных работ имеет работа О. А. Кондяйна, В. Н. Малашевского, А. Г. Кондяйна, Г. Я. Базилевич и др. (1961 г.) по сравнительному изучению типовых разрезов палеозоя различных структурно-фациальных зон Севера Урала. В этой работе охарактеризован разрез ордовика и его взаимоотношение с доордовикскими породами в следующих 37 опорных разрезах: 1) р. Гена-Хадата, в 7 км от ее устья; 2) северное окончание горы Сабли; 3) истоки р. Талтма; 4) ручей Волоковка; 5) истоки р. Щугор; 6) правобережье р. Малая Кара, в 3.5 км восточнее оз. Хойды-Тор; 7) в 1 км восточнее оз. Хойды-Тор; 8) р. Малая Кара, в 1 км выше устья р. Хойды-шор; 9) левый берег р. Малая Кара, в 5 км ниже устья р. Хойды-шор; 10) ручей Ледниковый, в 0.25 км к востоку от высоты 280 м (4 км к северу от слияния рек Ния-ю и Намги-Тоолык тольба); 11) ручей Ледниковый, в 1.5 км к западу от высоты 673 м; 12) исток ручья Бурного, в 1.2 км к северу от высоты 838 м; 13) ручей Столбовой — правый приток р. Есто-Вис, в 2.2 км выше устья; 14) руч. Столбовой, в 2.5 км выше устья; 15) исток ручья Куим-Луць — левого притока р. Большой Пайпудыны, в 0.5 км восточнее высоты 928 м; 16) ручей Дьявольский — правый приток р. Большой Пайпудыны; 17) ручей Дьявольский, в 3 км выше устья; 18) истоки р. Хароты; 19) гора Манарага; 20) гора Урал; 21) исток р. Немзянки; 22) р. Кедры-шор — приток р. Мань,

в 0.7 км выше устья; 23) руч. Старик-шор, приток р. Тогнагата; 24) гора Торре-Порре-Из, среднее течение р. Ичед-Ляга; 25) левый берег р. Кожим-ю; 26) гора Тельпос-Из; 27) ручей Изья-Вож, в 4.5 км от устья; 28) левый берег ручья Бадья-шор, восточный склон хребта Манита-Ныр, в 3 км к западу от высоты 302 м; 29) в 1.5 км на юго-восток от горы Пендирме-Пе, вершина 1202 м; 30) в 3 км на юго-восток от той же высоты 1202 м; 31) в 1.5 км от той же высоты 1202 м горы Пендирме-Пе; 32) в 7 км от той же высоты 1202 м на юг; 33) р. Малая Уса, в 4.5 км севернее оз. Угва-ты; 34) р. Малая Уса, в 2.5 км ниже устья ручья Саури-шор; 35) в 3.5 км восточнее устья ручья Саури-шор; 36) в 1 км южнее оз. Малое Ходата-Юган-Лор; 37) р. Щекурья, в 3 км западнее горы Саран-Хан-Нер.

Во всех перечисленных разрезах авторами отмечается трансгрессивное и с угловым несогласием налегание ордовикских отложений, имеющих в основании толщи базальных конгломератов, на размытую поверхность различных по возрасту докембрийских пород.

М. В. Кондратьевой с соавторами (1967 г.) исследованы районы верховьев р. Народа, южный склон горы Народа, юго-восточный склон горы Карпинского, верховья р. Манараги, и во всех этих районах установлено несогласное залегание конгломератов тельпосской свиты на разных горизонтах манарагской свиты докембрия.

В. М. Коркиным (1964 г.) исследован водораздел рек Малая Тынагота и Тела-шор на южном склоне горы Пон-Из. Автор указывает, что базальные конгломераты саранхоннерской свиты нижнего ордовика налегают с угловым несогласием на метаморфические сланцы няртинской свиты условно кембрийского возраста.

В. В. Макарихин (1965 г.) в двух разрезах — по р. Левая Юньяха и на северном склоне высоты 526.5 м — описывает налегание кварцевых песчаников и филлитов грубеинской свиты нижнего ордовика на докембрийские породы.

М. П. Мезенцев (1964 г.) аналогичное указанному В. М. Коркиным взаимоотношение тех же свит ордовика и условного кембрия описывает в разрезах по р. Нярта-ю, в 4.2 км выше ее устья, а также на горе Сак-Туяш.

А. Д. Миклухо-Маклай (1963 г.) отмечает несогласное залегание конгломератов грубеинской свиты на породах докембрия по р. Большая Хайма и в двух других районах.

В. В. Павленко (1966 г.) указывает на несогласное налегание конгломератов, гравелитов и песчаников тельпосской свиты на кварцево-серпичитовые сланцы с линзами порфиритоидов докембрийского возраста на вершине горы Хойды-Пе.

Я. Р. Пахло (1966 г.) исследован район верховьев р. Вой-Вож и установлено, что конгломераты тельпосской свиты с переры-

вом лежат на туфосланцах маньинской свиты докембрия или условного кембрия.

А. А. Савельев (1967) описал опорные разрезы в верховьях руч. Перспективного, по руч. Медному в 0,5 км выше устья ручья Второго Медного, по ручью Чигим-шор, по р. Чигим-Харуга при выходе ее из гор.

А. В. Цымбалюк (1960 г.) описывает налегание конгломератов, гравелитов, кварцитов и песчаников ордовика с угловым несогласием на зеленых сланцах и вулканических породах условного кембрийского возраста в трех разрезах: на левом берегу р. Тена-Хадата, в 7,5 км от устья; в истоках р. Малая Кара; на восточном склоне горы Анучина.

Г. А. Чернов (1962 г.) описал разрезы в верховьях рек Ягней и Харота, а также горы Курсомбай, горы Конгломератовой, в междуречье рек Вангыр и Вой-Вож, горы Шапка. Во всех разрезах конгломераты, кварциты, песчаники обеизской свиты ордовика залегают с угловым несогласием на различных свитах верхнего докембрия, представленных метаморфическими сланцами, мраморами, кварцитами, туфогенными породами и др.

Н. М. Чудинов (1966 г.) описал несогласное налегание конгломератов, гравелитов и песчаников тельпосской свиты на зеленые сланцы маньинской свиты условного кембрия или докембрия в разрезах гор Ярота и Южная Ярота.

Всего в перечисленных работах охарактеризован контакт ордовикских (нижнеордовикских) отложений с условными кембрийскими и докембрийскими породами не менее чем в 97 разрезах Приполярного и Полярного Урала, в 86 из которых ордовик несогласно залегает на породах верхнего докембрия, а в 11 — на условном кембрии. Вероятно, со временем условный кембрий большинства из упомянутых разрезов (районов) будет переведен путем дополнительных находок органических остатков в категорию достоверного кембрия. Если учесть находки кембрийских органических остатков, в частности, находку А. М. Ивановой (1958) на Пай-Хое и в северной части полярного Урала остатков верхнекембрийского рода *Billingsella*, можно довольно уверенно предполагать, что движение земной коры салаирской эпохи охватывали обширные пространства Пай-Хоя, Полярного и Приполярного Урала, проявляясь во всех их структурно-фациальных зонах.

Северный и Средний Урал

Опубликованные работы, в которых рассматривается характер структурных взаимоотношений ордовикских отложений с подстилающими их более древними, весьма немногочисленны и относятся все только к районам западного склона Урала. Немногочисленность работ, касающихся описания салаирской тек-

тонической эпохи может быть обусловлено упомянутой выше трудностью отделить на большей части площади Северного и Среднего Урала следы проявления салаирских движений земной коры от следов движений байкальской эпохи.

Н. Г. Боровко (1967), характеризуя венд и нижний палеозой Полюдова кряжа на Северном Урале, пишет (стр. 10): «Полюдовская свита несогласно залегает на различных горизонтах рифея и венда ... Естественно предположить, что полюдовская свита образовалась в период, непосредственно предшествовавший нижнему силуру, т. е. в ордовике». По происхождению полюдовская свита считается этим автором аллювиальной — речной. Некоторые из исследователей западного склона Северного Урала, как, например, Н. Г. Чочиа (1951, стр. 103), относят, однако, полюдовскую свиту к основанию силура, а не к ордовика.

П. М. Есипов (1953) характеризует взаимоотношение конгломератов и песчаников нижнего ордовика с подстилающими их кварцитовыми сланцами «ашинской» свиты условного кембрийского возраста в двух районах Северного Урала: по р. Улсу, около пос. Двдцатка; в истоках р. Цепела, в районе пос. Цепельские Поляны. В обоих районах нижнеордовикские породы налегают на породы «ашинской» свиты с угловым несогласием.

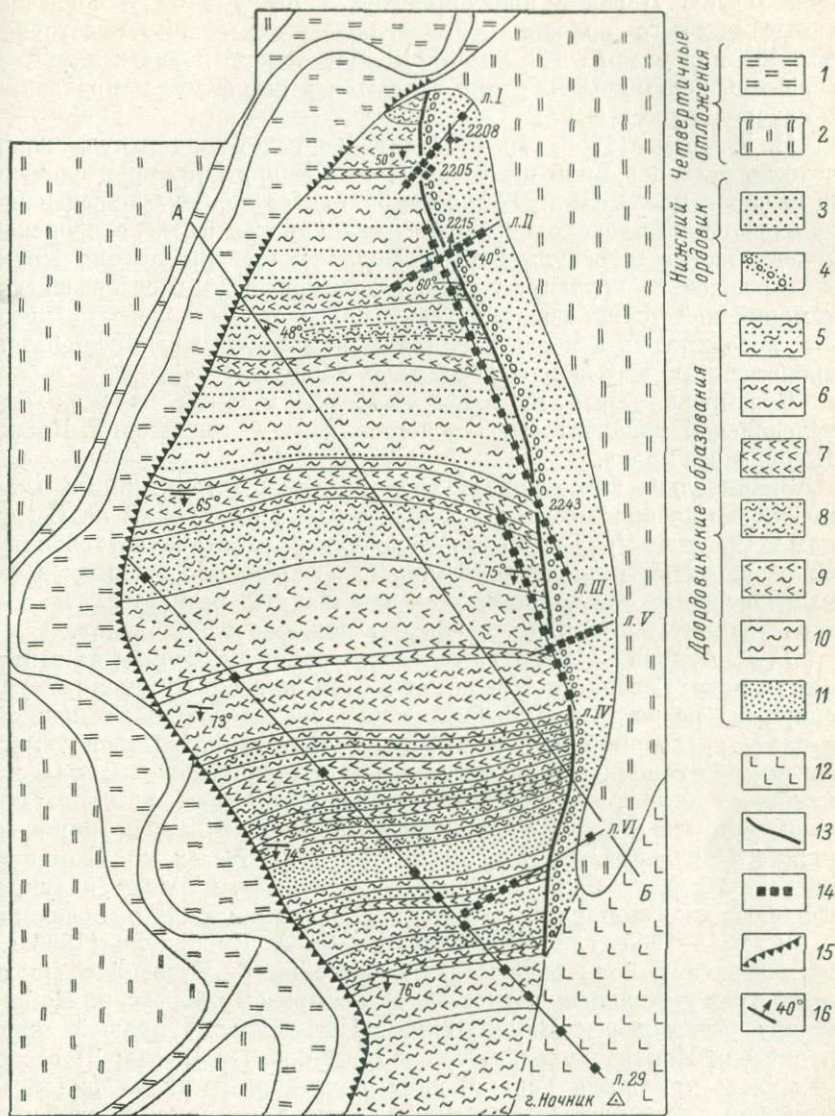
Г. А. Кейльман (1967), изучивший в последние годы Уфалейский мегантиклинорий, пишет (стр. 66): «На севере и востоке Уфалейского антиклинория на породы уфалейской свиты (докембрий, — А. П.) несогласно налегает ордовикская серия терригенных образований (верхний структурный ярус), в который выделяются шунутская, куртинская и шайтанская свиты».

С. В. Младших (1963, стр. 111, 112), характеризуя ордовик восточной зоны Чусовского Урала, пишет: «На левом склоне долины р. Большой Язь (участок I) в 8 км об устья обнажаются кварциты и сланцы доордовика. Несколько северо-западнее выступают мелкогалечниковые кварцевые конгломераты и песчаники низов тельпосской свиты, за которыми далее к северо-западу обнажаются черные известняки. Залегание конгломератово-песчаниковой пачки и карбонатных пород среднего ордовика совершенно одинаковое (простираение СВ 50—65°, падение СЗ угол 40°), но оно резко отличается от залегания черных сланцев и кварцитов доордовика, имеющих при вертикальном падении простираение СВ 10—20°.

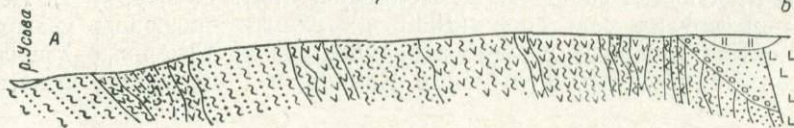
Азимутальное несогласие ордовика с подстилающими породами еще более отчетливо выступает на участке горы Ночник (рис. 4), расположенном в 2.5 км к северо-западу от пос. Сред-

Рис. 4. Геологическая карта горы Ночник (по С. В. Младших, 1963).

1, 2 — четвертичные отложения; 3, 4 — нижнеордовикские отложения, песчаники и конгломераты; 5—11 — доордовикские метаморфизованные осадочные и вулканические породы; 12 — габбро; 13 — нижняя граница ордовика; 14 — шурфы; 15 — естественные обнажения пород; 16 — простираение, падение и угол падения слоев пород.



Разрез АБ



ния Усьва». Падение конгломератов и песчаников тельпосской свиты нижнего ордовика, по автору статьи, северо-восточное $43-48^\circ$, под углом от 32 до 43° . Доордовикские породы, наиболее вероятно, докембрийские, простираются в широтном направлении и падают круто к югу.

Н. Г. Чочиа (1955, стр. 367) характеризует салаирскую складчатость исследованной им части Колво-Вишерского края следующим образом: «В самом конце кембрийского периода, перед началом ордовика, происходит первая — салаирская фаза каледонской складчатости. В результате ее проявления образуются крупные и довольно крутые складки, характерные для протерозойско-кембрийской толщи во всех пунктах, где она обнажена на дневной поверхности, а к восточной части края — интрузии диабазов, прорезающих верхнепротерозойскую толщу.

Салаирская фаза является наиболее мощной из всех фаз каледонской складчатости, проявившихся на территории Колво-Вишерского края».

Значительно более полная характеристика структурного взаимоотношения ордовикских и доордовикских отложений на Северном и Среднем Урале дается в рукописных работах, составленных по результатам исследований многих авторов, проведенных в самые последние годы. Наиболее существенные результаты по интересующему нас вопросу сообщают нижеследующие лица.

Б. Д. Аблизин (1964 г.) исследовал район хр. Тулым на западном склоне Северного Урала, при этом описал три конкретных опорных разреза, из которых один располагается в южной, а два — в северной частях хребта. В первом разрезе на темно-зеленых актинолитовых, эпидот-альбито-хлоритовых сланцах докембрия с угловым и глубоким эрозивным несогласием залегают разномасштабные песчаники, кварцито-песчаники и конгломераты нижнего ордовика. Во втором и третьем разрезах на кварцито-песчаниках докембрия с угловым несогласием лежат валунно-галечные конгломераты тельпосской свиты нижнего ордовика.

В 1961—1965 гг. Б. Д. Аблизин и Ф. А. Курбацкая (1966 г.) исследовали район средней части бассейна р. Чусовой с описанием трех локальных разрезов: 1) по правому берегу р. Койвы, между устьями рек Каменушки и Песьянки; 2) правый склон долины р. Поперечной, к юго-западу от пос. Промысла; 3) северная часть хр. Синяя Гора. В двух первых разрезах на филлитах и зеленых сланцах вильвенской свиты докембрия с глубоким размывом и угловым несогласием залегают полимиктовые конгломераты и кварциты, а в третьем — только конгломераты тельпосской свиты нижнего ордовика.

В следующей работе Б. Д. Аблизина, Б. А. Тихова, И. Б. Попова и других соавторов (1968 г.) охарактеризованы четыре конкретных опорных разреза западного склона Северного Урала: 1) южная часть хр. Тулымский Камень, в 1 км южнее высоты

1328.4 м; 2) в 3 км на восток от этой высоты; 3) хр. Тулым, в 2 км севернее высоты 1470 м. В этих разрезах на метаэффузивах и зеленых сланцах верхнечувальской свиты докембрия с угловым и азимутальным несогласием залегают кварцевые конгломераты и песчаники тельпосской свиты. В четвертом разрезе — в верховьях р. Таборная, в том же хр. Тулым на высоте 1470 м — конгломераты тельпосской свиты с азимутом падения 290°, падающие под углом 15°, несогласно налегают на толщу кварцитопесчаников докембрийской иперимской свиты, падающей по азимуту 320° под углом 40°.

В. Г. Варганов (1964 г.) описал два разреза в районе пос. Бидлимба: вершина 402.7 м в междуречье рек Первой и Второй Каменок, и на г. Липовой. В обоих разрезах конгломераты и кварциты ордовика налегают с угловым несогласием на ленточно-слоистые глинистые сланцы и филлиты висимской свиты докембрия.

В. Г. Варганов, Н. Я. Анцыгин и В. А. Наседкина (1966 г.) описали разрезы ордовикских отложений и изучили собранную в них трилобитовую и брахиоподовую фауны на западном склоне Среднего и Северного Урала, а именно: 1) по р. Россохе, в 4.3 км выше устья, в котором на гнейсовидных песчаниках и вулканогенных сланцах кваркушской свиты докембрия с глубоким размывом и угловым несогласием залегают базальные полимиктовые конгломераты, слюдястые алеврито-известковистые и песчаные сланцы с фауной нижнего ордовика; 2) по р. Улс, в 4 км выше пос. Двдцатка, 3) по р. Улс, в 2 км выше того же поселка; во втором и третьем разрезах на кварциты и слюдистогематитовые сланцы кваркушской свиты с резким угловым и азимутальным несогласием налегают базальные крупногалечниковые конгломераты, переходящие выше в песчаники и доломиты с фауной нижнего ордовика; 4) по р. Улс, ниже устья р. Большая Лямпа; 5) по р. Косьве, в 1.5 км ниже устья р. Каменки; 6) по р. Косьве, в 2 км выше устья р. Каменки; 7) гора Острый Тур; в разрезах 4, 5, 6, 7 выше графитистых кварцитов и зеленых сланцев висимской свиты докембрия с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании залегают толща песчаников и сланцев нижнего ордовика; 8) по р. Большому Язю, в 2.5 км выше устья; 9) по р. Большому Язю, в 4 км выше устья; 10) по р. Усьве, в 1 км к северу от горы Ночник; 11) по р. Усьве, в 2.5 км южнее горы Ночник. В разрезах 8, 9, 10, 11 на углесто-кварцитовых и зеленых сланцах и слюдястых кварцитах докембрия с резким угловым и азимутальным несогласием залегают базальные конгломераты и песчаники нижнего ордовика. Таким образом, на всем пространстве от р. Улса на севере до р. Усьвы на юге, т. е. на протяжении 150—160 км, нижнеордовикские отложения покоятся с угловым и азимутальным несогласием на породах докембрия.

Г. А. Виллер, Н. Б. Фирбер, В. А. Зобачев и А. Н. Качанов (1962 г.) описали разрез по р. Кадь, в 5 км севернее пос. Молчан, в котором выше флишеидного типа «ашинской» свиты, условно отнесенной к кембрию, с эрозионным несогласием и трансгрессивно залегает малобассегская ордовикско-силурийская свита гравелитов и песчаников.

Л. Ф. Заболотская (1951 г.) в двух разрезах западного склона Северного Урала — в верховьях р. Цепел, в 5 км к северо-западу от пос. Цепельские Поляны, и по р. Улс, в 3,5 км выше пос. Двадцатка — описывает налегание полимиктовых базальных конгломератов ордовика с резким угловым несогласием на кварцитовые сланцы условного кембрия.

Г. Б. Зайцев, Л. П. Першенкова, А. В. Бахтияров и другие описывают следующие разрезы: 1) по р. Большой Косье, около устья р. Тылай; 2) гора Березовый Увал; 3) по р. Большой Железной, в верховьях р. Ис. В первом разрезе на хлорито-серицитокремнистых сланцах докембрия, падающих по азимуту 130° под углом 40° с угловым и азимутальным несогласием залегают туфы с обломками нижележащих пород, которые кверху сменяются вначале кварцито-песчаниками вийской свиты нижнего ордовика, а выше — среднеордовикскими известняками с прослоями углистых сланцев. Азимут падения ордовикской толщи 150° , а угол падения 25° . В разрезах горы Березовый Увал и р. Большой Железной кварцитопесчаники ордовика также с угловым несогласием налегают на зеленые сланцы докембрия.

А. М. Зильберман, Н. А. Зуев и В. Л. Леонов (1968 г.) характеризуют разрез, расположенный в 2,5 км к северо-западу от пос. Средняя Усьва, в котором базальный полимиктовый конгломерат тельпосской свиты нижнего ордовика залегает с угловым несогласием на зеленых сланцах нижневильвенской подсвиты докембрия.

А. М. Курбацкая (1964 г.) описывает в бассейне р. Улс на западном склоне Северного Урала два разреза: 1) на южном склоне г. Железной, 2) на горе Плита. В обоих разрезах на серицитокварцевых сланцах кваркушской свиты докембрия с размывом и угловым несогласием залегают базальные конгломераты тельпосской свиты.

Л. И. Лядова и Е. М. Чернышева (1966 г.) описали разрез в верховьях р. Муравей (бассейн р. Колвы) на западном склоне Северного Урала, в котором конгломерат тельпосской свиты с угловым несогласием и глубоким размывом лежит на слюдястых сланцах щокуринской свиты докембрия. Такое же структурное отношение конгломератов тельпосской свиты по долине той же р. Муравей описано и в работе Л. И. Лядовой, Е. М. Чернышевой и Н. Я. Быкова (1966 г.).

Е. П. Мельников (1966 г.) описывает разрез горы Теплой в юго-восточной части Уфалейского антиклинория, в котором

кварциты и зеленые сланцы куртинской свиты нижнего и среднего ордовика лежат с угловым и азимутальным несогласием на графито-слюдисто-кварцевых сланцах теплогорской свиты докембрия. Теплогорская свита имеет широтное простирание с падением к югу под углами $20-25^\circ$, а куртинская свита ордовика имеет северо-западное простирание с падением на северо-восток под углами $40-45^\circ$.

С. В. Младших, А. М. Зильберман, Н. А. Зуев и др. (1966 г.) производили исследования на обоих склонах Урала в бассейнах рек Косьвы, Усьвы, Вильвы, Вишкая, Койвы и Иса, где ими охарактеризовано шесть конкретных опорных разрезов: 1) по р. Большому Язю на широте горы Вабродкин Камень, расположенной на левом берегу реки; в этом разрезе на кварцитовидных сланцах вильвенской свиты докембрия, падающей на северо-восток 20° под углом около $75-80^\circ$, с угловым и азимутальным несогласием залегают базальные конгломераты тельпосской свиты ордовика, падающей к северо-западу 320° под углом 40° , 2) по р. Большому Язю, в 4 км выше устья на кварцитовых сланцах нижневильвенской свиты докембрия, падающей на северо-запад 330° под углом 70° , с угловым и азимутальным несогласием залегают базальный конгломерат тельпосской свиты, падающей к юго-востоку 105° под углом 60° ; 3) в 0.8 км к северу от горы Ночник; 4) в 1.2 км от горы Ночник; 5) в 1.3 км к северу от той же горы; 6) по р. Улс, выше пос. Двадцатка. В разрезах 3, 4, 5 и 6 базальные конгломераты тельпосской свиты в шурфах, вскрывших контакт этой свиты с различными по составу породами докембрия, залегают на последних с резким угловым и азимутальным несогласием, как это показано на рис. 4 (по С. В. Младших).

К. П. Плюснин и А. А. Плюснина (1967 г.) в разрезах: 1) в 3.5 км к северо-западу от пос. Цепельские Поляны и 2) по р. Улс, в 1.5 км восточнее пос. Двадцатки, указывают на залегание полимиктовых конгломератов тельпосской свиты нижнего ордовика с угловым и азимутальным несогласием на зеленых сланцах докембрия.

Такой же характер взаимоотношения конгломерата тельпосской свиты с зелеными сланцами докембрия был вскрыт горными выработками на междуречье рек Улс и Ольховки в процессе исследований, проводимых В. В. Поповым (1964 г.). В работе 1966 г. тот же автор указывает на налегание конгломератов тельпосской свиты с угловым и азимутальным несогласием на слюдисто-кварцевые сланцы докембрия на горе с отметкой вершины 877 м, в 4 км севернее пос. Цепельские Поляны.

В. В. Попов, В. А. Зобачев, А. Н. Качанов и др. (1966 г.) описывают налегание конгломератов и гравелитов тельпосской свиты на кварциты и слюдястые сланцы докембрия с угловым и азимутальным несогласием в следующих разрезах западного

склона Северного Урала: 1) на водоразделе рек Цепел и Ошмас, в 3 км севернее пос. Верхнеязвинские Поляны; 2) высота 877 м, в 4 км севернее пос. Цепельские Поляны; падение кварцитовых сланцев докембрия северо-западное 340° под углом 80° , а конгломератов ордовика — северо-восточное 15° под углом 15° ; поверхность денудации, на которой лежат тельпосские конгломераты, имеет расчлененный холмистый рельеф; обломки докембрийских пород, на которых лежат конгломераты, в большом количестве встречаются в обломочном материале этих конгломератов; 3) р. Рассоха, в 5 км выше устья; в этом разрезе базальные полимиктовые конгломераты тельпосской свиты залегают на эффузивах и зеленых сланцах вильвенской свиты верхнего докембрия и сверху постепенно переходят в толщу алеврито-известковистых пород; 4) по р. Улс, в 3 км выше устья р. Крестовки; соотношение ордовика и докембрия совершенно одинаковы с предыдущим разрезом; аналогичная же форма контакта конгломератово-песчанниковой толщи тельпосской свиты и зеленосланцевых пород докембрия имеет место также в разрезах; 5) по р. Ольховке, в 3,5 км выше ее устья и 6) по левому склону долины р. Улс, в 1 км выше устья р. Сурьи.

Ю. В. Шурубор (1968 г.), характеризуя интрузивные формации щелочных базальтоидов Пашийского района, указывает, что (стр. 5) «на косьвинской свите со стратиграфическим несогласием залегают выполняющие Пашийско-Безгодовскую грабенсинклиналь осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные отложения ордовикско-нижнесилурийской (дворецко-безгодовской) серии».

Всего на Северном и Среднем Урале в его водораздельной части и на западном склоне изучено и описано в перечисленных печатных и рукописных работах не менее 63 опорных разрезов, в которых наблюдался характер структурной границы между ордовикскими и подстилающими их более древними (почти исключительно докембрийскими) породами. Во всех без исключения разрезах между ордовикскими, чаще всего нижнеордовикскими терригенными толщами и докембрийскими образованиями имеются перерывы и угловое, а в большинстве разрезов и азимутальное несогласие. Однако, как уже отмечалось выше, в подавляющем большинстве районов решить вопрос, обусловлено ли это несогласие движениями земной коры салаирской или байкальской эпохи, по существу невозможно, так как предордовикский перерыв охватывает весь кембрий.

Башкирский и Оренбургский Урал и Орь-Илекское междуречье Мугоджар

В долине р. Кураган, в восточной части западного склона Южного Урала, Н. Г. Меглицким и А. И. Антиповым в 1854—1855 гг. впервые на Урале были открыты песчаники

ордовика с фауной *Obolus apollinis*, *Lingula oblonga*, *Orthis calligramma* и *O. testudinarita*. В течение последних сорока лет ордовикские отложения были установлены и достаточно хорошо изучены и во многих других районах Башкирского и Оренбургского Урала, а также на Орь-Илекском водоразделе Мугоджар, и в зоне Урало-Тобольского водораздела на восточном склоне Урала. В настоящее время степень изученности ордовикских отложений во всех упомянутых районах такова, что позволяет достаточно уверенно судить о их стратиграфии и структурном характере контакта с подстилающими образованиями.

Из работ, опубликованных в течение двух последних десятилетий, содержащих обобщенные данные об ордовикских отложениях и структурном характере их нижней границы в различных регионах Оренбургского и Башкирского Урала и Западных Мугоджар, необходимо прежде всего отметить следующие: А. А. Абдулина (1968) — о стратиграфии и корреляции метаморфических толщ Мугоджар и Южного Урала; Г. И. Водорезова (1960) — об основных чертах стратиграфии палеозоя Мугоджар (Орь-Илекского междуречья); С. Н. Краузе и В. А. Маслова (1961) — об ордовике, силуре и нижнем девоне западного склона Южного Урала; Д. Д. Криницкого (1965) — об открытии на юге Башкирии силурийских отложений среди древних толщ западного склона хр. Уралтау; Н. И. Леоненок (1955) — о силурийских отложениях Кос-Истекского района Северных Мугоджар; А. Д. Петровского и С. С. Горохова (1962) — о кембрийских и позднекембрийских отложениях Сакмарского поднятия Южного Урала; А. А. Петренко (1953) — о геологическом строении Северных Мугоджар; В. С. Шарфмана (1965) — о стратиграфии метаморфических толщ Орь-Илекского междуречья; В. С. Шарфмана и С. С. Горохова (1965) — по тому же вопросу. В последней работе наряду с общей характеристикой района дается описание пяти конкретных разрезов: 1) р. Дергаши, у сел. Мазово, 2) р. Большая Каяла, 3) р. Эрбита, 4) без названия, 5) р. Чашка, у сел. Лушники.

Выводы упомянутых авторов по вопросу о структурном типе нижней границы ордовикских отложений в исследованных ими районах сводятся к следующему.

А. А. Абдулин (1968) в схеме сопоставления метаморфических толщ Мугоджар и Южного Урала (табл. между стр. 14 и 15) показывает длительный перерыв в пределах Орь-Илекского поднятия, южного района Мугоджарского антиклинория, а также в Брединском, Варнинском и других районах Урало-Тобольского антиклинория. Перерыв охватывает, по автору статьи, весь средний и нижнюю половину верхнего кембрия, так как в низах толщи, относящейся к верхней половине верхнего кембрия отмечается находка (Орь-Илекское поднятие) *Billingsella aqbulakensis*, *Eoorthis christiani* и др. Учитывая, что салаирская тектони-

ческая эпоха, как отмечалось выше, имела большую длительность, можно предполагать, что отмеченный А. А. Абдулиным перерыв в Мугоджарах и на Южном Урале отвечает именно этой эпохе. В колонке на рис. 2 статьи (стр. 19) этот перерыв обозначен уже как преднижнеордовикский, разделяющий свиту нижнего ордовика и нижнекембрийскую олыталдыкскую серию нижнего кембрия. Интерпретация А. А. Абдулина (1968) структурного типа нижней границы ордовикских отложений в Мугоджарах, т. е. установление здесь предордовикского перерыва, соответствующего проявлению тектонических движений салаирской тектонической эпохи, нам кажется несомненно более правильной, чем отрицание этих движений в схемах корреляции ордовикских отложений Восточного Казахстана, принятых на Межведомственном совещании в г. Алма-Ата в мае 1958 г.

По данным Г. И. Водорезова (1960) в пределах всего Оршлекского междуречья ордовикские отложения, представленные кидрясовской (в низах) и куагачской свитами, залегают резко несогласно на метаморфических сланцах аксуйской свиты условного кембрия. Отмечается также местами несогласие между кидрясовской и куагачской свитами, хотя в других местах они залегают как будто согласно.

В работе С. Н. Краузе и В. А. Маслова (1961) описаны разрезы Башкирского Урала: 1) правый склон долины р. Белой, в 0,2 км ниже сел. Максютовой; 2) правый склон долины р. Белой, в 6 км ниже сел. Максютовой; 3) р. Авашла, в 6 км западнее сел. Кнекбаево; 4) правый берег р. Кургас, в 1,2 км выше сел. Кнекбаево; 5) левый берег р. Кургас, против северного конца сел. Кнекбаево; 6) р. Большая Майгышты восточнее сел. Кнекбаево; 7) р. Иреклы, выше сел. Миндегулово; 8) р. Бугунды в 3 км ниже сел. Темирово; 9) правый склон долины р. Белой у северного конца сел. Набуллино; 10) левый склон долины р. Каги, у западного конца сел. Кага; 11) правый склон долины р. Белой, в 1,5 км выше сел. Кага; 12) левый склон долины р. Ядоги, в 4 км выше сел. Нижнее Серменево; 13) левый берег Тирлянского пруда, около устья р. Тирлян.

Во всех без исключения разрезах наблюдалось трансгрессивное и с резким угловым несогласием налегание ордовикских отложений терригенного состава с базальными конгломератами в самой нижней части толщи ордовика на различные по возрасту толщи кембрия и докембрия. Возраст самых нижних слоев ордовика в большинстве разрезов точнее не определен, а в некоторых (разрез 2) определяется предположительно как среднеордовикский. Местами ордовик ложится с угловым несогласием на зигальгинскую, инзерскую (разрез 10 и 11) и даже юшинскую свиты, т. е. на различные свиты не только каратауской серии (разрезы 10 и 11), но и на свиты юматинской и бурзянской серий (юшинская свита, эквивалентная бакальской) рифея.

Д. Д. Криницкий (1965) описывает разрез ордовика и силура в окрестностях сел. Янтышево на р. Сакмаре, в котором условно отнесенная к ордовика акбийская свита песчаников, кварцито-песчаников, серицито-кварцевых и серицито-хлоритовых сланцев лежит с угловым несогласием на метаморфических докембрийских породах зоны Уралтау, точнее не определенного возраста.

В работе Н. И. Леоненко (1955) отмечается налегание кидрясовской свиты нижнего ордовика (тремадока) с эрозионным несогласием на условно верхнекембрийских вулканогенных породах куагачской, косистекской и акайской свит.

А. Д. Петровский и С. С. Горохов (1962) описывают разрез на р. Кураган, в 1 км к востоку от сел. Псянчино (Сакмарское поднятие), где вишнево-красные глинистые сланцы кураганской свиты (среднего и верхнего ордовика) залегают несогласно на вулканических породах кембрия.

А. А. Петренко (1953) дал систематическую характеристику строения всех структурных зон Северных Мугоджар, отметив при этом (стр. 300), что «первая в истории геологического развития Урала трансгрессия эпохи верхнего кембрия и ордовика носила характер часто разобщившихся и соединявшихся между собой мелкобассейновых водоемов рукавов и заливов, продолжавших постепенно углубляться и расширяться».

В работе В. С. Шарфмана (1965) также описывается трансгрессивное и с угловым несогласием залегание фаунистически охарактеризованного тремадока, сложенного аркозовыми песчаниками, полимиктовыми песчаниками, кварцитами и др., на различных горизонтах верхнеакайлинской подсвиты условного среднего кембрия. В работе В. С. Шарфмана и С. С. Горохова (1965), в сущности, описывается такое же соотношение ордовика с подстилающими его породами в пределах Орь-Илекского междуречья с характеристикой пяти упомянутых выше разрезов.

Новейшие и более конкретные данные о характере нижней структурной границы ордовикских отложений Башкирского и Оренбургского Урала и Орь-Илекского водораздела Мугоджар содержатся также в многочисленных рукописных материалах различных авторов, среди которых необходимо прежде всего назвать следующие имена.

Х. С. Розман (1952 г.) считает, что повсюду в Кемпирсайском районе Мугоджар кидрясовская свита нижнего ордовика залегают с угловым несогласием на различных по возрасту толщах кембрия.

П. И. Климов (1950 г.) в верховьях р. Алимбетки наблюдал трансгрессивное залегание песчаников и кварцито-песчаников кидрясовской свиты нижнего ордовика на филлитах и сланцах катралинской свиты верхнего кембрия. Этот факт достаточно убедительно свидетельствует о проявлении в Кидрясовском районе именно салаирской, а не байкальской складчатости.

А. В. Ключихин (1959) описывает три разреза ордовикских отложений со вскрытой их нижней границей: 1) район ст. Блява; 2) в 3 км к северо-востоку от сел. Байкас; 3) район от р. Имелли, в окрестностях сел. Ново-Ракитянки, до сел. Акьюлово. Ордовикские отложения, состоящие из кидрясовской и кураганской свит в двух первых разрезах залегают (кидрясовская свита) с угловым несогласием на породах катралинской свиты верхнего кембрия, а в третьем разрезе — на песчаниках катралинской свиты лежат туфогенно-глинистые сланцы кураганской свиты, возраст которой определяется автором как ниже-среднеордовикский.

В работе 1960 г. А. В. Ключихин описывает четыре разреза ордовика со вскрытой его нижней границей: 1) на левом берегу р. Кургас, севернее сел. Киекбаево; 2) по р. Майгашты, выше сел. Миндегулово; 3) по правому берегу р. Белой, против сел. Набууллино; 4) по левому берегу р. Суваняк, в 4.5 км выше сел. Байгазино. В трех первых разрезах крупногалечниковые конгломераты, кварцевые и известковистые песчаники ордовика лежат с большим перерывом и угловым несогласием на породах докембрийской юшинской свиты (синхронной предположительно бакальской свите, как восточная ее фация), а в четвертом разрезе — на породах белекейской свиты также докембрийского возраста.

В работе В. Н. Красновой (1960) описано несогласное наложение порфиринов и зеленых сланцев предположительного нижнего ордовика на толщу кварцитов докембрия в урочище Малкар в Мугуджарах.

В работе С. Н. Краузе (1959) описаны два обнажения нижнего контакта ордовика, осматривавшиеся также и автором настоящей работы: 1) на правом склоне р. Белой, в 1.5 км выше сел. Кага; 2) на левом склоне долины р. Кага, против селения того же названия. В обоих разрезах конгломераты и песчаники ордовика с резким угловым несогласием залегают на хлорито-известняковых сланцах, известняках и доломитах инзерской свиты рифея.

Аналогичное соотношение ордовикских отложений с подстилающими их рифейскими отложениями описывает С. Н. Краузе (1961 г.) в районе сел. Байгузино, на левом склоне долины р. Суваняк, в восточном крыле Зилаирского прогиба. Здесь также ордовикские мелкогалечниковые конгломераты трансгрессивно и с угловым несогласием залегают на серицито-кварцитовых сланцах белекейской свиты рифея.

В работе Н. Ф. Решетникова (1966 г.) описаны 4 разреза в районе г. Белорецка, посещенные нами вместе с его сотрудниками в 1965 г.: 1) северо-восточнее сел. Азнагулово; 2) карьер восточнее сел. Азикеево; 3) левый берег р. Буганак, в 0.75 км от сел. Азикеево; 4) устье р. Яндык, около сел. Новое Серменево. В первом разрезе кварцевые песчаники средне-верхнеордовик-

ского возраста залегают с угловым несогласием на слюдисто-кварцевых сланцах аюсапканской свиты докембрия, во втором и третьем — кварцевые песчаники и песчанистые доломиты ордовика лежат на кристаллических известняках неустановленного возраста, а в четвертом — те же кварцевые песчаники ордовика покоятся с угловым несогласием на различных по возрасту толщах зигазино-комаровской и зигальгинской свит юрматинской серии рифея.

А. Ф. Ротарь (1962 г.) описывает в верховьях рек Губерля и Ташла два разреза: 1) по р. Зелинаир, около сел. Оноприенко, 2) по р. Баш-Калган. В обоих разрезах кремнистые песчаники, филлиты и известняки ордовика залегают трансгрессивно, но без углового несогласия на кварцитах и кварцево-хлоритовых сланцах предположительного кембрия.

Б. М. Садрисламов с соавторами (1966 г.) описывает разрезы палеозоя: 1) на водоразделе рек Большая и Малая Каяла и 2) по р. Туляк в окрестностях сел. Казмашево. В обоих разрезах кидрясовская свита ордовика, базальная часть которой сложена конгломерато-брекчиями, туфобрекчиями и диабазами, лежит с угловым несогласием на различных толщах (филлитах, туфах) каялинской свиты кембрия.

Р. А. Сегедин (1965 г.) характеризует ордовикские отложения верховьев рек Аксу и Коксу в Кос-Истекском районе Мугоджар. По его данным, здесь ордовикские отложения, сложенные песчаниками, алевролитами, глинисто-кремнистыми сланцами с линзами известняков с фауной, залегают либо несогласно на докембрии, либо контактируют по разрывным нарушениям с породами докембрия.

И. И. Синицыным (1965 г.) описаны два участка, где вскрыт нижний контакт ордовика с подстилающими породами: 1) в восточной части хр. Ямантау, в 0.5 км к востоку от высоты 758.2 м; 2) по р. Белой, около сел. Максютново. Во втором разрезе отмечается, как в большинстве работ, касающихся этого участка, трансгрессивное налегание конгломератов и песчаников ордовика на туфопесчаники ашинской свиты, хотя, как было указано выше, Е. М. Андреевой в наших пробах, взятых из ашинской свиты на этом участке, были определены споры и растительные ткани девонского типа.¹

В работе Г. С. Трошина (1965 г.), касающейся исследованного им Троицко-Аккаргинского района, высказывается предположение о налегании с угловым несогласием условной ордовикской шебектинской свиты на древние метаморфические породы докембрия.

В работах В. С. Шарфмана (1959, 1962 гг.) охарактеризованы разрезы в окрестностях сел. Мазово, по р. Дергаши и в окрест-

¹ По нашим более поздним данным, шебектинская свита имеет докембрийский возраст, так как покрывается известняками с фауной среднего кембрия.

ностях сел. Воскресенского, по р. Большая Каяла. Ордовикские отложения, представленные кидрясовской и губерлинской свитами, залегают в первом разрезе (кидрясовская свита) с перерывом и угловым несогласием на ишимбетовской свите докембрия, сложенной графитистыми сланцами и кварцитами, во втором — туфы кислого состава, туффиты, туфо-песчаники и кремнисто-глинистые сланцы губерлинской свиты нижне-среднеордовикского возраста также несогласно лежат на породах каялинской свиты кембрия.

Граница ордовикских и подстилающих их кембрийских и докембрийских отложений в пределах Башкирии, Оренбургской и Актыубинской областей Южного Урала и Мугоджар вскрыта и изучена на менее чем в 58 разрезах, описанных в перечисленных печатных и рукописных работах. Во всех без исключения разрезах нижний ордовик лежит на подстилающих их отложениях несогласно, при этом в 28 разрезах — на докембрийских, различных по возрасту, породах, а в 30 — на различных горизонтах кембрия, достоверного или условного. В подавляющем большинстве разрезов наблюдается угловое несогласие и только в единичных — эрозионное.

Всего, таким образом, на Урале изучено не менее 218 разрезов, в которых наблюдалась структурная граница между ордовиком и кембрием и (или) докембрием (в большинстве). Во всех без исключения разрезах ордовикские отложения залегают на кембрийских или докембрийских несогласно; реже с эрозионным, чаще же с угловым и азимутальным несогласием.

Специфические особенности проявления колебательных и складчатых движений земной коры в салаирскую эпоху тектонической активизации на Урале

Приведенные выше фактические данные о характере структурной границы между ордовикскими и доордовикскими отложениями в различных частях Урала, изложенные в работах упомянутых исследователей, не оставляют сомнений в правомерности выделения салаирской тектонической эпохи в истории развития Уральской геосинклинальной области. Задача изучения тектонических движений этой эпохи в настоящее время, как уже отмечалось, состоит в установлении специфических особенностей проявления этих движений и изучении морфологии образованных ими структур в отдельных структурно-фациальных зонах и районах Урала. При построении схем палеофациальной и палеотектонической зональности различных этапов палеозойской истории развития Урала на его современном эрозионном срезе решающая роль почти всеми исследователями отводится ориентировке осей главных складчатых структур (поднятий и прогибов) субмеридиональной — на Южном, Среднем и Северном и северо-восточ-

ной — на Приполярном и Полярном Урале. Само собой разумеющимся считается, что и структурно-фациальные зоны в отдельные этапы развития Урала в палеозое были ориентированы в тех же направлениях. Есть, однако, фактические основания предполагать, что такую ориентировку структурно-фациальные зоны в палеозое приобрели только с начала среднего палеозоя, т. е. с начала силура, а в раннем палеозое они имели преобладающе северо-западное направление осей и отличный от среднепалеозойских морфологический тип. Наши предположения (Пронин, 1965, гл. I) о том, что с самого начала палеозоя основные поднятия и погружения Урала имели ориентировку, близкую к ориентировке основных структур (поднятий и прогибов) в его современном структурном плане были, вероятно, ошибочными.

Как отмечалось в гл. I настоящей работы, тектонические условия позднего докембрия были ближе к платформенным, чем к геосинклинальным. Превращение эпибайкальской, активной еще в то время, платформы в палеозойскую геосинклинальную область Урала происходило, по-видимому, на протяжении всего раннего палеозоя и завершилось только в таконскую эпоху складчатости. Только начиная с силура, а быть может даже только после позднекаледонской складчатости, т. е. в герцинском цикле тектонического развития, основные поднятия и погружения Урала приобрели современное, или близкое к современному, направление. Наличие структурно-формационных зон северо-западного направления в районах Приполярного и Полярного Урала, о которых пишут Ю. Б. Евдокимов и Г. Я. Базилевич (1963), чередование в меридиональном направлении разрезов с согласным и несогласным залеганием силура и ордовика в Башкирии, отмеченное в работах А. В. Ключихина, северо-западное или почти широтное простираение кембрийских и ордовикских толщ, наблюдавшееся нами в ряде мест Медногорско-Кувандыкского района, заставляют предполагать, что структурно-формационная зональность кембрийского и ордовикского периодов унаследовала северо-западное направление структурно-формационных зон и складок позднего докембрия и кембрия, т. е. тиманид, по Н. С. Шатскому (1946), с одной стороны, и того же направления разновозрастных зон (Кокчетавской, Тахтинской, Южно-улутауской, Чу-Илийской, Кундыэспенской, по Борукаеву, Ляничеву, 1960) Центрального Казахстана — с другой.

Что касается специфических особенностей проявления тектонических движений салаирской эпохи и морфологии образовавшихся в результате этих движений тектонических структур, то они также более близки к описанным в первой главе байкальским брахиморфным структурам, чем к линейным складкам герцинского цикла развития Урала, формировавшимся уже в линейновытянутых прогибах: Магнитогорском, Западномугоджарском, Восточноуральском (Алапаевско-Каменском) и др.

В кембрийском периоде, как отмечалось выше, большая часть площади Урала представляла орогенную эпибайкальскую структуру, сохранившуюся до начала ордовика. Поэтому наиболее правдоподобным кажется предположение о том, что на фоне этой, в значительной степени консолидированной структуры в салаирскую эпоху образовывались в первую очередь пологие валообразные изгибы земной коры или глубинные складки с северо-западным или субширотным направлением осей, а также рифтовые структуры, вытянутые в том же направлении. Такое предположение подтверждается наличием отмеченного в работах Ю. Б. Евдокимова и Г. Я. Базилевич, А. В. Клочихина и других исследователей чередования в субмеридиональном направлении различных по типу разрезов структурно-формационных зон ордовикских отложений, а также развитие в последних пологой складчатости, близкой морфологически к такого же типа складчатости байкальской эпохи. Более напряженная складчатость могла возникнуть в толщах позднего докембрия и кембрия только в шовных, т. е. приразломных зонах, в краевых частях упомянутых рифтовых структур или вблизи крупных разломов, не связанных с рифтами, о чем упоминалось в первой главе.

Таким образом, в результате движений земной коры в салаирскую тектоническую эпоху образовались в основном пологие складки с большой длиной волны, вероятно, с короблением земной коры по всей ее мощности, а также сопряженные с ними структуры грабенового и горстового типа преимущественно северо-западного или субширотного направления, унаследованного от направления осей складок тиманид — на западе и ориентированных в этом же направлении основных перечисленных выше древних складчатых зон Центрального Казахстана — на востоке.

Глава III

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ УРАЛЬСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ В ОРДОВИКСКОМ ПЕРИОДЕ И ТАКОМСКАЯ ЭПОХА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Ордовикские отложения Урала на сегодня изучены в стратиграфическом и фаціальном отношениях в такой степени, которая позволяет в общих чертах наметить как палеогеографические и палеотектонические условия Уральской геосинклинальной области в отдельные эпохи ордовика, так и изменение этих условий во времени в течение всего периода.

В целом ордовикский период, по крайней мере до середины карадокского века, можно рассматривать в тектоническом аспекте как анорогенный период, для которого основной тенденцией развития земной коры было ее погружение, обусловившее широкую трансгрессию морей.

Ранний ордовик (тремадокский и аренигский века) был временем начала морских трансгрессий, когда во всех перечисленных в корреляционной стратиграфической схеме ордовикских отложений Урала (1968) районах накапливались преимущественно грубообломочные терригенные осадки: конгломераты, гравелиты, аркозовые, полимиктовые и кварцевые песчаники тельпосской и кидрясовской свит и их эквивалентов, представляющих довольно типичные трансгрессивные серии с базальными конгломератами в основании. Вулканогенные породы в этой части разреза встречаются редко, только в Уфалейско-Байдаратской фацальной подзоне.

В среднем ордовике (лланвирнский, лландейльский века, а также ранний и средний карадок) наряду с терригенными (преимущественно мелко- и тонкозернистыми) осадками получают широкое распространение и карбонатные, свидетельствующие о том, что трансгрессия моря в это время достигала максимума. Вулканогенные породы в среднем ордовике также не играют существенной роли, будучи распространены также в основном только в фацальных зонах и подзонах восточного склона Урала (Уфалейско-Байдаратской, Магнитогорско-Щучьинской и Восточноуральской).

В позднем ордовике с позднего карадока и в течение ангиллского века, начинают ощутимо проявляться поднятия земной коры таконской тектонической эпохи, которые в соответствующей части стратиграфического разреза ордовика выражаются в увеличении количества терригенных осадков: глинистых сланцев, местами углистых, в появлении местами перерывов морского осадконакопления и т. д. Во многих районах Белорецкой, Кидрясовско-Минисейской и Уфалейско-Байдаратской фациальных подзон, а также Магнитогорско-Щучьинской и Восточной зон, выделенных в корреляционной стратиграфической схеме ордовика, верхняя часть последнего отсутствует в связи с перерывом, обусловленным началом таконских поднятий. Продолжительность таконского перерыва в позднем ордовике варьирует от случая выпадения из разреза верхней половины ангиллского яруса (Бельский, Юрезанский, Ильчский, Щугорско-Кожимский и другие районы) до случая выпадения всего верхнего ордовика. Перерывы в верхнем ордовике отмечены в корреляционной схеме как в южных (Бельском, Юрезанском, Суванякском, Косистекском, Ильменогорском, Брединском, Аккаргинско-Троицком), так и в северных (Кисуньинском, Подчерем-Ильчском, Сосьвинско-Ляпинском, Яротско-Кнедьюском, Собинско-Байдаратском) районах. Более или менее достоверные, фаунистически охарактеризованные верхнеордовикские отложения в Уральском субрегионе в корреляционной схеме указаны только в 6 районах (Чердынском, Висимско-Вишерском, Ильчском, Щугорско-Кожимском, Бельско-Юрезанском и Зилаирско-Суванякском) из 25 районов, перечисленных в гл. II настоящей работы. В двух районах — Сакмарском и Бардымско-Билимбаевском — к верхнему ордовика условно отнесены в первом — песочные фауны кварцевые песчаники с прослоями конгломератов, а во втором — также немые серицито-кварцевые и песчаные сланцы, филлиты и основные эффузивы.

Таким образом, ордовикские отложения Урала образовались в течение одного седиментационного цикла, начавшегося в раннем ордовике преимущественно грубообломочными осадками трансгрессивной серии, прошедшего в среднем ордовике через максимум трансгрессий морей и завершившегося в начале позднего ордовика снова накоплением терригенных осадков регрессивной серии.

Что касается палеотектонического плана Уральской геосинклинальной области в ордовикском периоде, или ее структурно-фациальной зональности, то здесь имеется еще очень много неясностей. Фациальные зоны и подзоны, а иногда и районы, как, например, Уфалейско-Кытлымский, выделены в корреляционной схеме ордовикских отложений Урала исходя из современного структурного плана уральской складчатости. Личный многолетний опыт полевых исследований автора в различных

частях Урала позволяет, однако, предполагать, что географическая ориентировка осевых зон поднятий и погружений, областей осадконакопления с их фациальными зонами и областей размыва в раннем палеозое, а конкретнее, в ордовике была несколько иной, чем субмеридиональная послекаледонская ориентировка поднятий и погружений, которая отчетливо вырисовывается на современном эрозионном срезе Урала. Во всяком случае, допустить, что Кидрясовско-Минисейская фациальная подзона, протягивающаяся не менее чем на 2000—2500 км, или Уфалейско-Кытлымский район длиной 450—500 км представляли в ордовике нечто единое в палеогеографическом и палеотектоническом смысле, трудно. Скорее можно предполагать, что географическая ориентировка при заложении и развитии основных структурно фациальных зон (прогибов и поднятий) в ордовикское время предопределялась и контролировалась направлением осей складок в доордовикских, т. е. главным образом позднедокембрийских, толщах, которое, как отмечалось в первой главе, варьировало азимутально в широких пределах с преобладанием, вероятно, северо-западных простираний.

В упомянутой выше статье Ю. Б. Евдокимова и Г. Я. Базилевич (1963) о структурно-фациальных особенностях Севера Урала на ордовикском этапе тектонического развития авторы пишут (стр. 40, см. рис. 15 наст. книги): «Анализ распределения фаций и мощностей, а также площадное размещение однотипных подгрупп разрезов ордовикского структурного подэтажа показали, что конкретные прогибы чередуются с относительными поднятиями. Как те, так и другие имеют обычно северо-западные простирания, т. е. являются *секущими (поперечными) структурами по отношению к простиранию самой Уральской геосинклинали* (курсив мой, — А. П.).

В пределах внешней части севера Уральской геосинклинали (с юга на север) может быть выделено 9 поперечных структурных элементов: Кисуньинское поднятие, Ильчско-Печорский прогиб, Подчерем-Ильчское поднятие, Щугорский прогиб, Сынинское (предполагаемое) поднятие, Косью-Кожимский прогиб, Лемвинское поднятие, Усинский прогиб в Изьяхойско-Минисейское поднятие». Автор настоящей работы склонен предполагать диагональное к простиранию позднейших (средне- и верхнепалеозойских) складчатых структур направление осей раннепалеозойских поднятий и прогибов не только в северной, но и в средней и южной частях Урала и в Мугоджарах, где в ряде районов господствующим простиранием толщ в крыльях докембрийских складок является северо-западное или субширотное.

Так, например, С. В. Младших (1963, стр. 111, 112) описывает резкое азимутальное и угловое несогласие в районе горы Ночник, расположенной в Причусовском районе западного склона Среднего Урала, в 2,5 км к северо-западу от пос. Средняя Усьва.

Здесь, по его данным, нижнеордовикские конгломераты и песчаники, залегающие трансгрессивно на доордовикских породах, имеют падение на северо-восток $43-48^\circ$ под углом $32-43^\circ$, а доордовикские толщи простираются субширотно и падают от ЮВ 150° до ЮЗ 190° под углами $60-85^\circ$.

Проблема долготной структурной поясности Урала в последнее время привлекает внимание многих исследователей геологов и геофизиков, а выделение ориентированных в близком к широтному направлению поясов становится все более популярным. Эта проблема рассматривается ниже, в гл. VI.

Таконская эпоха тектонической активизации

Хронологические рамки таконской тектонической эпохи определены автором (Пронин, 1969а, гл. III) от начала ашгиллского века ордовика, а, возможно, даже от позднего карадокса до лландоверийского века силура включительно. Длительность ее в этих пределах оценивается в абсолютном летоисчислении в 15—20 млн лет. Как показало изучение автором по литературным первоисточникам разрезов ордовика и силура во всех областях их развития, именно к этому интервалу разреза палеозоя приурочивается наибольшее количество перерывов осадконакопления и угловых несогласий, обусловленных колебательными и складчатыми движениями таконской эпохи.

В утвержденной МСК (Межведомственный стратиграфический комитет) корреляционной стратиграфической схеме во всем Уральско-Пай-Хойско-Новоземельском регионе выделено 33 района распространения силурийских отложений, объединенных в несколько субмеридиональных фациальных зон и подзон. Из этого количества районов (разрезов) несогласное залегание лландоверийского яруса на верхнем и среднем ордовике показано в 14 районах: Усьвинско-Вишерском, Верхнепечорском, Щугоро-Кожимском и гряде Чернышева, Усинском, Орь-Илекском, Блявинском, на восточном склоне Зилайрского синклинория, Верхне-Ильчском, Орско-Халиловском, Баймакском, Вознесенском, Поляковском, Гумбейском, Еманжелинско-Карталы-Аят-Варненском. В остальных 19 районах вопрос о структурном характере нижней границы силура либо недостаточно выяснен, либо лландоверийские отложения показаны согласно залегающими на верхнеордовикских. В целом по Уралу следы таконских движений выражены, как и во многих других районах мира, менее резко, чем следы салаирской и описываемой ниже позднекаледонской эпох. Возможно, что этим отчасти и объясняется то, что силур получил ранг самостоятельной геологической системы относительно недавно по сравнению с другими системами палеозоя, а до этого объединялся в одну систему с ордовиком, как верхний отдел последнего.

Структурный тип нижней границы силурийских отложений Урала по основным его трем упомянутым выше частям охарактеризован во многих как печатных, так и рукописных работах. Интерпретация характера этой границы в работах отдельных авторов представляется в следующем виде.

Приполярный и Полярный Урал, Пай-Хой

Из опубликованных в течение 1950—1960 гг. работ, в которых описывается структурный характер нижней границы силура северных районов Урала, в первую очередь необходимо отметить следующие: Г. К. Войновского-Кригера (1961) — по Лемвинской фашиально-структурной зоне западного склона Полярного Урала, В. А. Дедеева (1965) — по силуру Сось-Войкарской синклинали Тагильско-Магнитогорской фашиальной зоны восточного склона Урала, К. П. Евсеева (1959, 1960) — о стратиграфии и фациях силура и ордовика западной зоны северных частей Урала, К. П. Евсеева и Т. Н. Корень (1962) — о силурийских отложениях Лемвинской структурно-фашиальной зоны, А. Г. Кондяин (1963) — о структурно-фашиальных особенностях Урала на силурийско-раннедевонском этапе развития, В. В. Маркина (1960) — по ордовику и силуру западного склона Приполярного Урала, А. И. Першиной (1962) — по силуру и девону гряды Чернышева, М. Е. Раабен (1959) — по стратиграфии и тектонике северной оконечности Приполярного Урала, С. В. Черкесовой (1965) — по силуру о-ва Новая Земля, С. В. Черкесовой и А. П. Зинченко (1965) — по силуру о-ва Вайгача и хр. Пай-Хой.

Почти во всех работах упомянутых авторов отмечается, что на западном склоне Приполярного и Полярного Урала и в соседних упомянутых субрегионах районы, в которых на границе ордовика и силура имеется эрозионное несогласие, чередуются с районами, где лландоверийский ярус силура лежит согласно, без перерыва на верхнем ордовику.

Из рукописных работ по Приполярному и Полярному Уралу автор ознакомился с работой О. А. Кондяина, В. Н. Малашевского, А. Г. Кондяин, Г. Я. Базилевич и др. (1961 г.) — по сравнительному изучению типовых разрезов палеозоя, а также с работами Б. Н. Андреева (1958, 1959 гг.) с описанием разрезов: 1) по левому берегу р. Кожим, в 1,5 км ниже скалы Каюк Нырды; 2) в верховьях р. Дурнов, 3) по нижнему течению р. Сывью. Во всех трех разрезах известняки и доломиты лландоверийского яруса силура согласно, без перерыва лежат на доломитах верхнего ордовика; граница между системами проводится по смене фауны в непрерывном разрезе.

В работах А. И. Водолазского (1964, 1965, 1966 гг.) описаны опорные разрезы: 1) по ручью Тальбей-Яха-Коче, 2) по руч. Хобык-Тай-Юган, 3) по р. Есто-Вис, 4) в устье р. Нил-ю,

5) в среднем течении р. Паги. Только в последнем разрезе им отмечается налегание с перерывом на пестроцветные обохренные глинистые известковистые сланцы ордовика, углисто-кремнистых сланцев с граптолитами силура (харотская свита), в четырех остальных разрезах имеет место постепенный переход карбонатных пород верхнего ордовика в породы нижнего силура такого же состава. В. М. Коркин (1964 г.) описывает один опорный разрез на левом берегу р. Ярота-ю, в 2 км от ее устья. В работе О. А. Кондияйна и соавторов охарактеризованы 9 опорных разрезов со вскрытой границей ордовика и силура, а именно: 1) по р. Косью, в 4 км выше устья; 2) по р. Косью, в 7 км выше устья; 3) по р. Печоре, в 3 км выше устья р. Луговой; 4) по р. Подчерем, в 2,5 км выше устья ручья Залазного; 5) по р. Щугор; 6) по р. Кожим, в 2,5 км ниже устья р. Лимбеко-ю; 7) по р. Кожим, в 6 км ниже устья той же реки; 8) в междуречье р. Большая Пайпудына и Куим-Лунь, в 10 км северо-восточнее высоты 283 м; 9) по р. Кара, в 0,5 км ниже устья ручья Граптолитового (ниже слияния рек Большой и Малой Кары).

В 5 первых разрезах между мраморизованными известняками с фауной верхнего ордовика с эрозионным несогласием лежат брекчиевидные известняки и конгломератобрекчии битуминозных доломитов с фауной лландоверийского яруса силура. В 4 других разрезах на известняках и доломитах с фауной верхнего ордовика согласно, без перерыва залегают фаунистически охарактеризованные известняки нижнего силура. Согласно же залегание углистых сланцев и известняков силура на мраморизованных известняках с прослоями известковисто-углисто-хлоритовых сланцев ордовика отмечает и В. М. Коркин в разрезе по р. Ярота-ю. Такое же соотношение ордовика и силура отмечает в нижнем течении р. Парнока-ю, около устья Пачь-Вож, и А. Д. Миклухо-Маклай (1963 г.).

В работах Т. Ф. Проскурина (1965, 1966 гг.) описаны следующие опорные разрезы: 1) по левому берегу р. Ильч, в 0,3 км выше устья ручья Закола-Ель; 2) по р. Ичед-Ляга; 3) по р. Печоре в устье р. Луговой; 4) по р. Унье, около устья р. Черной; 5) в верховьях р. Малой Шайтановой; 6) по руч. Олисья. В разрезах 1 и 2 на серых известняках и известняковых сланцах щугорской свиты средне-верхнеордовикского возраста согласно залегают черные брекчиевидные доломиты низов лландовери; в третьем разрезе в основании лландоверийского яруса силура на различных горизонтах ордовика с эрозионным или слабым угловым несогласием залегают пачка серых битуминозных конгломератов и брекчий силура, мощностью 15—20 м, переходящих выше в известняки. В разрезах 4, 5 и 6 в основании лландоверийского яруса с эрозионным несогласием на известняках с фауной среднего—верхнего ордовика лежит пачка брекчиевидных доломитов и доломитовых конгломератов.

Таким образом, в перечисленных рукописных работах, касающихся Приполярного и Полярного Урала, охарактеризовано не менее 25 опорных конкретных разрезов, в 15 из которых ордовик и силур залегают согласно, без перерыва, в 9 — они разделены эрозионным и в одном угловым несогласием.

Северный и Средний Урал

Из опубликованных работ, в которых содержатся указания на характер структурной границы между силуром и подстилающими его ордовикскими или более древними отложениями на Северном и Среднем Урале, можно отметить работу Н. Г. Боровко (1967). В ней автор отмечает, что на Полюдовом кряже колчимская свита, сложенная слонстыми известняками и доломитами и относящаяся по возрасту к нижнему силуру, лежит с эрозионным несогласием на полюдовской свите кварцевых песчаников и конгломератов, которую автор относит к верхнему ордовику.

Г. А. Виллер (1963) описывает на западном склоне Северного Урала три конкретных опорных разреза со вскрытой границей силура и подстилающих их более древних отложений: 1) по правому берегу р. Язьвы, около устья р. Цепел; 2) по р. Кабакайке, в 0,2 км от устья; 3) по правому берегу р. Молмыс, в 100 м выше устья его притока — р. Быстрой. Во всех трех разрезах на песчаниках и алевролитах «ашинской» свиты с угловым несогласием залегают фаунистически охарактеризованные известняки силура.

П. М. Есипов (1953) по р. Улсу, близ пос. Двадцатки, описывает согласное налегание известняков и углисто-глинистых сланцев с фауной силура на битуминозные известняки и доломиты верхнего ордовика.

Н. Г. Чочиа (1955) указывает в районе Урало-Тиманского соединения три разреза, в которых имеет место залегание на породах ордовика с угловым несогласием от 20 до 45°, а местами и с азимутальным, полюдовской свиты обломочных пород, относимой автором к низам лландоверийского яруса силура.

А. Н. Иванов и Е. И. Мягкова (1950) описали взаимоотношение силура и ордовика по долинам рек Вильвы, Косьвы, в обнажениях Чердынский Камень, Острый Камень, Полюдов Камень, Камень Полянка, Правый берег р. Вишеры, выше устья р. Улса, в верховьях р. Яйвы. Нижний силур, согласно этим авторам, всюду сложен кварцевыми песчаниками, которые местами фациально замещены конгломератами. Эти терригенные породы низов силура с размывом налегают на карбонатные отложения верхнего ордовика или на филлиты нижнего ордовика.

А. С. Мельников (1964) характеризует структурный тип границы между силуром и более древними подстилающими его породами на восточном склоне Северного Урала в районах: Ивдельском (по долинам рек Лозьвы, Северная Тошемка, Вижая, Толь-

тии, Шегультана), Североуральском (по долинам рек Южная Сосьва, Колонга, Вагран), Карнинском (западнее г. Карпинска), Ново-Лялинском (по долинам рек Лобвы, Елвы, Ляли), Исовском (по долинам рек Ис и Тура) и др. Во всех районах силурийские образования представлены преимущественно вулканическими породами, заключающими местами толщи кремнистых пород; нижняя граница силура всюду довольно условна и структурный характер ее недостаточно выяснен.

Несколько более подробно характеризуется структурный тип нижней границы силурийских отложений в рукописных работах последних лет.

Так, Е. А. Белгородский (1965 г.) в районе г. Челябинска описывает три локальных разреза, где наблюдается нижняя граница силурийских образований с подстилающими их породами: 1) в 0,8 км к западу от сел. Долгая; 2) в 3 км к северо-западу от того же селения; 3) в 1,2 км к югу от сел. Прохорово. Во всех разрезах согласно автору кремнистые и углистые сланцы нижнего силура с пачкой углистых же конгломератов в основании с эрозионным несогласием налегают на туфогеновые породы и кварцевые порфиры условного верхнего ордовика.

В. Г. Варганов, Н. Я. Анцыгин и В. А. Наседкина (1966 г.) на западном склоне Среднего и южных районов Северного Урала описывают следующие разрезы, в которых наблюдалось структурное взаимоотношение силура с подстилающими его отложениями: 1) по р. Большая Лямпа, в 0,8 км выше устья; здесь на темно-серых доломитах верхнего ордовика согласно залегают светло-серые доломиты с фауной лландовери; 2) по р. Кырья, в 2 км ниже устья р. Глубокой; 3) по р. Усьве, в 0,5 км выше устья р. Сурья; 4) по р. Усьве, около устья р. Огаревки. В трех последних разрезах на темно-серых доломитах и глинистых известняках ордовика согласно залегают серые доломиты с фауной лландовери. Л. Ф. Заболотская (1964 г.) на правом склоне долины р. Ивдель на восточном склоне Северного Урала в пункте ниже слияния его с р. Малая Ивдель наблюдала постепенный переход от верхнего ордовика к силуру, выраженный чередованием зеленых сланцев условно верхнего ордовика с амфиболитами и альбитофирами, которые сплошное развитие получают в низах силура (условного лландовери).

П. Н. Конев, Б. Я. Чалов и Г. И. Лучников (1968 г.) в Колво-Вишерском районе западного склона Северного Урала, на р. Ухтым, в 7 км от устья наблюдали налегание на доломиты со строматолитами низьвенской свиты докембрия базальных конгломератов нижнесилурийской колчимской свиты, переходящих выше в кварцевый песчаник с известковистым цементом, а еще выше — в известковистый алевролит и известково-глинистые сланцы.

С. В. Младших, А. М. Зильберман, Н. А. Зуев и др. (1966 г.) описали три разреза в бассейне р. Усьвы: 1) в 1 км по р. Усьве,

выше устья р. Малой Бассег; здесь на алевролитоглинистых сланцах керносской свиты докембрия с угловым несогласием залегают известняки и сланцы безгодовой свиты нижнего силура; 2) по р. Усьве, в 2 км выше устья р. Малой Бассег, где на кварцитопесчаниках керносской свиты докембрия с угловым несогласием лежат известняки безгодовой свиты нижнего силура; 3) в разрезе по дороге в пос. Нижняя Усьва, в 1.5 км южнее моста через р. Сурью, где на серых доломитах с фауной верхнего ордовика согласно лежат брекчиевидные доломиты с фауной лландовери.

В. В. Попов (1964 г.) описал разрез по правому склону долины р. Большая Лямпа, в котором темно-серые среднезернистые доломиты щугорской свиты средне-верхнеордовикского возраста кверху постепенно переходят в мелкозернистые темные доломиты, содержащие фауну лландовери. Аналогичные соотношения доломитовых толщ средне-верхнеордовикского возраста с темными доломитами лландовери наблюдались В. В. Поповым, В. А. Зобачевым и А. Н. Качановым (1966 г.) в разрезах: 1) около устья р. Большая Лямпа, 2) по р. Ольховке, в 3 км от устья.

Таким образом, в районах Северного и Среднего Урала, согласно перечисленным печатным и рукописным работам, описано не менее 30 опорных разрезов, в 10 из которых силур лежит на ордовике с угловым несогласием, в 11 — с эрозионным и 9 — согласно, без перерыва.

Башкирский и Оренбургский Урал и Мугоджары

Из печатных работ, содержащих характеристику структурного типа границы ордовика и силура на Южном Урале и в Мугоджарах, необходимо отметить следующие работы: А. А. Абдулина (1968) — по стратиграфии и корреляции метаморфических толщ Мугоджар и Южного Урала; А. А. Абдулина, А. Б. Ли, Б. С. Цирельсона и др. (1966) — о соотношении структур Урала, Тянь-Шаня и Казахстана; К. П. Евсеева, А. Г. Кондаин и Т. Н. Корень (1965) — по силуру Западного склона Южного Урала; в книге «Силурийская система» 14-томного издания «Стратиграфии СССР»; А. В. Ключихина (1960) — по ордовика, силуру и нижнему девону восточного крыла Зилаирского синклиория; Д. Д. Криницкого (1965) — об открытии на юге Башкирии силурийских отложений среди древних толщ западного склона хребта Уралтау; Н. Ф. Мамаева (1965) — о геологическом строении и истории развития восточного склона Южного Урала (в основном Брединско-Челябинского синклиория); О. А. Нестояновой (1959, 1965) — по силуру восточного склона Южного Урала (в основном Магнитогорского погружения); А. Д. Петровского и С. С. Горохова (1962) — по древнему палеозою и докембрию Сакмарского поднятия.

В области западного склона Южного Урала, в бассейне верхней части р. Белой (окрестности селений Тирляна, Юрезани, Максютово, Набиуллино, Байпозарово), в западных разрезах (хр. Кибиз, гора Индятау, р. Нугуш), силур залегает, по Евсееву, Кондайн, Корень (1965), трансгрессивно на досилурийских породах, а в восточных разрезах того же района (Тирлянская и Юрезанская синклинали) лландоверийский ярус силура, сложенный песчанистыми доломитами, кварцевыми песчаниками и сланцами, лежит согласно на верхнем ордовике. В восточном крыле Зилаирского прогиба А. В. Ключихин (1960) наиболее значительный перерыв в осадконакоплении отмечает на границе среднего и верхнего ордовика, а не на рубеже верхнего ордовика и силура. Об этом перерыве А. В. Ключихин (1960) пишет, что он «был незначительным и не сопровождался крупными горообразовательными процессами» (стр. 105).

В области восточного склона Урала О. А. Нестоянова (1959, 1965) и Н. Ф. Мамаев (1965) в большинстве районов Магнитогорского и Брединско-Челябинского синклинали отмечают несогласное залегание различных по возрасту, преимущественно вулканогенных толщ силура на различных же досилурийских. А. Д. Петровский и С. С. Горохов (1962) также отмечают несогласное залегание силура, представленного кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с граптолитами, на вулканогенных породах кембрия и кварцитах докембрия. А. А. Абдулин и др. (1966) утверждают, что в Иргизской зоне Мугоджар структурный характер и стратиграфический уровень контакта ордовика и силура пока не установлены. Согласно А. А. Абдулину (1968), в Восточных Мугоджарах между средним ордовиком (ащичилсайская свита) и нижним силуром (актогайская свита) имеет место перерыв с выпадением из разреза верхнего ордовика, а также, вероятно, угловое несогласие.

Среди рукописных работ, содержащих характеристику структурного взаимоотношения ордовикских и силурийских отложений на Южном Урале и в Мугоджарах, наибольшее значение из просмотренных автором имеют следующие работы: Г. И. Водорезова (1959 г.) — по геологии южной части Магнитогорского погружения; П. И. Климова и соавторов (1950 г.) — по геологии Сакмаро-Илекского района в бассейне р. Кос-Истек; его же — по геологии окрестностей сел. Коноплянки и приустевой части долины р. Губерля; А. В. Ключихина (1959 г.) — по геологии района между г. Медногорском и северным окончанием хр. Шайтан с описанием 4 опорных разрезов: 1) к юго-востоку от сел. Ново-Ракитянки; 2) к югу от г. Медногорска; 3) к северо-востоку от сел. Большое Чураево; 4) к северо-востоку от совхоза Губерлинского; его же (1960 г.) — по геологии района пос. Ново-Орска, его же — по геологии окрестностей сел. Миндегулово на р. Белой и района сел. Новоусманово на р. Бетря; В. Н. Красновой (1960 г.) — по

геологии урочища Молкар в Аккаргинском районе; С. Н. Краузе (1960) — по описанию ордовикских, силурийских и нижнедевонских отложений Прибельско-Юрезанского района Башкирского Урала с характеристикой семи опорных разрезов: 1) на правом берегу р. Белой, ниже сел. Максютово; 2) на том же берегу р. Белой, в 6 км ниже сел. Максютово; 3) на р. Авашла, в 6 км западнее сел. Киекбаево; 4) на левом берегу р. Кургас, около северного края сел. Киекбаево; 5) по р. Майгышты; 6) на правом берегу р. Белой, у северного конца сел. Набиуллино; 7) на левом берегу р. Суваняк, в 4 км выше сел. Байгузино; Д. Д. Криницкого (1963 г.) — по геологии района среднего течения р. Сакмары и бассейна р. Катралы с описанием двух опорных разрезов: 1) в верховьях р. Катралы, в окрестностях сел. Верхний Бульяр; 2) на левом берегу р. Аяз, к северу от сел. Башкирский Аяз; Н. И. Леоненко (1955 г.) — по силурийским отложениям Кос-Истекского района; А. Д. Петровского (1961 г.) — по литологии, стратиграфии и фациям силурийских осадочно-вулканогенных толщ в разрезах: 1) на правом берегу р. Алимбет, около полевого стана аула Коктугай; 2) на левом берегу р. Аяз, в 2 км выше устья и 3) в 1.5 севернее сел. Большое Чураево; Н. Ф. Решетникова (1966 г.) — по геологии района г. Белорецка с описанием опорных разрезов: 1) северо-восточнее сел. Азикеево; 2) в карьере восточнее сел. Азикеево; 3) в 0.75 км к югу от этого селения; 4) в районе Белорецкого аэропорта; Х. С. Розман (1952 г.) — по геологическому строению Кемпирсайского района Орь-Илекского междуречья; А. Ф. Ротарь (1962 г.) — по геологии верховьев рек Губерля и Ташла с описанием двух опорных разрезов: 1) по р. Баш-Калган, около сел. Юнусово и 2) по р. Имелля, северо-восточнее сел. Имелля-Покровка; Р. А. Сегедина (1965 г.) — по геологии Орь-Илекского междуречья; И. И. Синицина (1965 г.) — по описанию разрезов силура на правом склоне долины р. Ну-гуш, в районе горы Индытау, и на правом склоне долины р. Белой, в окрестностях сел. Максютово; С. А. Ушахина (1963) — по геологии района оз. Журман-коль в бассейне верховьев р. Тобола; В. С. Шарфмана (1962, 1965 гг.) — по геологии Сакмаро-Илекского района с описанием опорных разрезов: 1) в окрестностях сел. Воронинского; 2) по р. Губерля, севернее сел. Мазово; 3) в окрестностях сел. Хабарового; 4) западнее г. Орска; 5) в районе сел. Херсонского; 6) южнее сел. Молоканского.

Характер структурного взаимоотношения во всех перечисленных районах и разрезах, описанных в рукописных работах, закономерно меняется из района в район от случаев непрерывного перехода верхнеордовикских отложений в нижнесилурийские до случаев наличия на границе ордовика и силура эрозионного или углового несогласия. Несогласное залегание силурийских отложений на ордовикских или более древних имеет место

во всех перечисленных районах восточного склона Урала и Орб-Илекского междуречья, а севернее — в районах зоны Уралтау. В бассейне верхнего течения р. Белой, по данным А. В. Клочихина (1960 г.), С. Н. Краузе (1961 г.), Н. Ф. Решетникова (1966 г.), разрезы с непрерывным переходом от верхнего ордовика к силуру на относительно небольших расстояниях чередуются с разрезами, в которых ордовик и силур разделены эрозионным несогласием. Такое же незакономерное чередование этих двух типов разрезов имеет место и в более западных районах Башкирии, уже в пределах Башкирского поднятия.

Из не менее чем 48 описанных в перечисленных рукописных материалах опорных разрезов согласное, без перерыва, залегание нижнесилурийских отложений на верхнеордовикские отмечено в 14 разрезах, а несогласное, преимущественно на более древних, чем верхнеордовикские, отложениях, залегание силура показано в остальных 34 разрезах.

Чередование разрезов, в которых имеет место непрерывный переход от ордовика к силуру, с разрезами, где они разделены несогласием, в пределах одних и тех же субмеридиональных современных структурных зон, как, например, в Зилаирском прогибе (Решетников, 1966 г.; Криницкий, 1963 г.), свидетельствует, по-видимому, о наличии на рубеже ордовика и силура, а на Южном Урале диагональной по отношению к современным субмеридиональным структурам Урала, фациально-структурной зональности, т. е. чередующихся поднятий и прогибов, подобных тем, которые описаны в работе Ю. Б. Евдокимова и Г. Я. Базилевич (1963).

Всего на Урале изучено и описано, что следует из перечисленных в гл. III печатных и рукописных работ, не менее 103 разрезов, в которых выяснен характер структурного взаимоотношения силурийских и ордовикских или силурийских и доордовикских отложений. Впрочем, последнего типа соотношений почти не наблюдалось на Урале. Из 103 изученных разрезов силур согласно, без перерыва в осадконакоплении, залегает на ордовике в 38 разрезах, с эрозионным несогласием — в 54, а с угловым — в 11 разрезах.

По сравнению с салаирскими и позднекаледонскими, описываемыми в гл. IV, таконские движения проявились на Урале неповсеместно и были менее интенсивными, хотя их роль в перестройке палеотектонического плана уральской зоны земной коры была, как это видно из следующего раздела главы, исключительно важной, так как именно движения таконской тектонической эпохи положили начало формированию тех структурно-фациальных зон (субмеридиональных — в Южной и Средней и северо-восточных — в Приполярной и Полярной частях Урала), которые получили дальнейшее развитие в силуре, девоне и карбоне.

**Роль и значение движений земной коры таконской эпохи
тектонической активизации.**

Как отмечалось, одной из характерных особенностей структурной границы ордовика и силура является чередование в меридиональном направлении разрезов, в которых отложения верхнего ордовика без перерыва сменяются отложениями нижнего силура (лландоверн), с разрезами, где между этими системами имеется эрозионное несогласие. Угловые несогласия отмечаются реже, при этом только на восточном склоне Урала. Наши наблюдения также показывают, что следы проявления движений земной коры в таконскую эпоху выражены менее резко, чем движений салаирской и позднекаледонской тектонических эпох. Таким образом, можно предполагать, что «тиманская», т. е. северо-западная, ориентировка осей структурно-фациальных зон в ордовике сохранялась до конца периода или до позднего карадокса, т. е. до начала таконской эпохи тектонической активизации. С другой стороны, структурно-фациальные зоны в силурийском периоде ориентированы уже в рамках основных тектонических прогибов, выделяемых на современном эрозионном срезе Урала, как на западном, так и на восточном его склонах.

Следовательно, основная роль таконских движений, несмотря на то что это были блоковые колебательные движения, а быть может именно благодаря такому их типу, заключалось в существенной перестройке тектонического плана Уральской геосинклинальной области, которая конкретно выражалась в заложении структурно-формационной зональности Урала, имеющей ориентировку, близкую к ориентировке основных его современных структурных зон, на фоне преобладавшей в раннем палеозое и позднем докембрии северо-западной ориентировки, приближающейся к направлению тех складчатых систем, которые Н. С. Шатский называл «тиманидами» (1946, и др.), а его ученики — Н. П. Херасков, В. С. Журавлев и А. С. Перфильев (1965) — «доуралидами». Несмотря на некоторую неопределенность последнего названия, оно правомерно в том смысле, что только с силура совершенно четко проступает всем нам привычная «уральская» структурная зональность.

По всей вероятности, в таконскую эпоху на фоне раннепалеозойских и позднедокембрийских тектонических структур Урала, Приуралья и прилегающих частей Центрального Казахстана, имевших преобладающе, но не исключительно северо-западное простирание, в форме ли рифтовых погружений и горстовых поднятий или в форме глубинных складок коробления всей земной коры, осложненных на крыльях глубинными разломами, заложилась основные структурные элементы Урала, которые продолжали свое развитие в силуре, девоне, карбоне, перми и раннем триасе и в совокупности образуют современный тектонический план Урала. О возможности такой перестройки плана, или пере-

ориентировке направления осей структурно-формационных зон денудации и осадконакопления, а также осей, возникающих в пределах последних складок, свидетельствуют многие наблюдения в других районах СССР и зарубежных стран, в частности Дж. Штёклина по тектонике Ирана (1966). Этот исследователь выделяет в Восточном Иране глыбу, или срединный массив Лут, в пределах которого палеозойские структуры, вплоть до верхнепалеозойских, простираются в меридиональном направлении и почти перпендикулярно в плане пересекают субширотные альпийские структуры хр. Эльбрус. Если в течение позднегерцинской тектонической эпохи (вероятно, в триасе) произошла столь существенная переориентировка герцинских и альпийских структур в рассматриваемом районе Ирана, почему бы ей не произойти в течение таконской эпохи на Урале, изменив преимущественно северо-западные направления позднедокембрийских и раннепалеозойских структур на субмеридиональные с азимутальным изменением направления осей последних от 30 до 60°.

Мы умышленно привели этот пример, так как возможно, что массив Лут в Восточном Иране является продолжением одной из структурных зон Урала и что последний почти под прямым углом пересекается альпийскими складчатыми структурами Средиземноморско-Гималайско-Индонезийского складчатого пояса. В сущности, процесс перестройки позднедокембрийского и раннепалеозойского тектонического плана уральской зоны земной коры протекал в течение всего раннего палеозоя и только завершился в рассматриваемую таконскую эпоху, оформив те прогибы и поднятия, которые являются основными элементами современной структуры Урала. Подробнее этот вопрос рассматривается в гл. VI.

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОТЕКТОНИКИ
СИЛУРИЙСКОГО АНОРОГЕННОГО ПЕРИОДА НА УРАЛЕ
И ПОЗДНЕКАЛЕДОНСКАЯ ЭПОХА
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ**

Перестройка палеотектонического плана позднего докембрия и раннего палеозоя Урала с его преобладающим северо-западно-юго-восточным направлением осей структурно-фациальных зон и образовавшихся на их месте раннекаледонских складок была завершена, как упоминалось в предыдущей главе, в таконскую тектоническую эпоху. Начиная с силура структурный план Уральской геосинклинальной области приобрел всем нам весьма знакомый рисунок с его субмеридионально вытянутыми на Южном и Среднем и северо-восточно на Приполярном и Полярном Урале фациальными зонами среднего и позднего палеозоя и с тем же направлением осей позднекаледонских и герцинских складчатых структур.

К началу силура окончательно сформировались все те основные положительные и отрицательные элементы герцинского тектонического плана Урала, которые и перечислены на рис. 5.

Активная тектоническая, седиментационная и наземная вулканическая деятельность в течение позднекаледонского (силурийского) времени сосредоточивалась в пределах перечисленных местных геосинклиналей, или прогибов, сформировавшихся в таконскую тектоническую эпоху; здесь же проявились и складчатые движения позднекаледонской тектонической эпохи, начало которой датируется границей ранне- и позднепудловского (тиверского) века, а завершение — концом раннедевонской или самым началом среднедевонской эпохи. Зоны геоантиклиналей и в силуре, и в течение позднекаледонской тектонической эпохи представляли собой срединные массивы, или области, позднедокембрийской (байкальской) или раннепалеозойской (салаирской и таконской) консолидации, почти не подвергавшиеся складчатым деформациям в позднекаледонскую эпоху.

В Унифицированной и корреляционной схеме силурийских отложений Урала (1968), утвержденной МСК, Уральская геосинклинальная область разделена в широтном направлении на следующие фациальные субрегионы, зоны и районы.

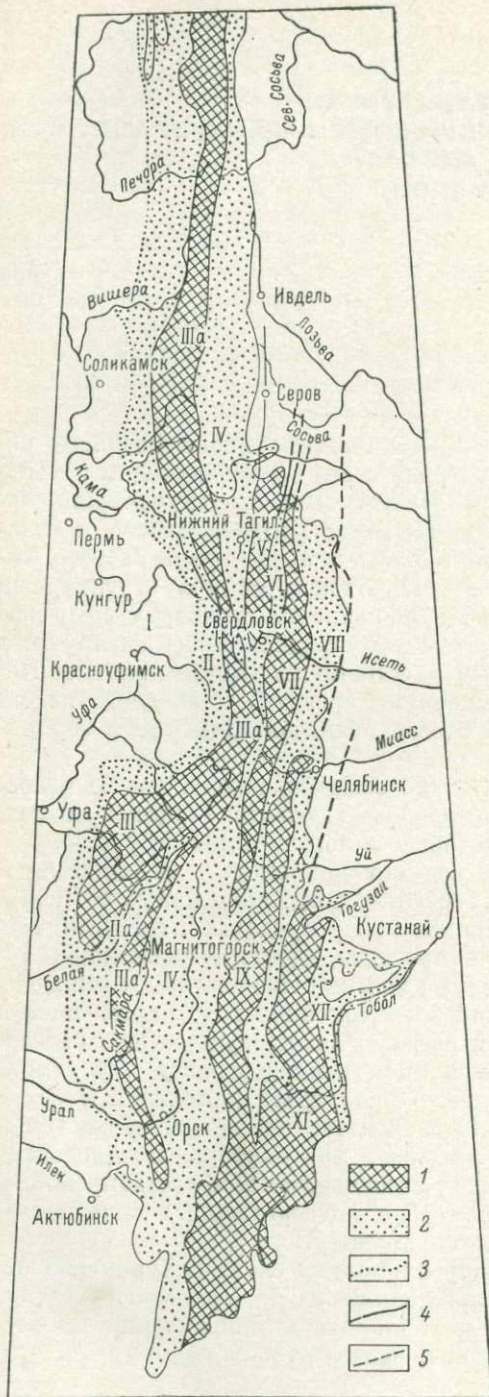


Рис. 5. Основные герцинские тектонические структуры Урала.

1 — зоны преобладающего распространения докембрийских и раннекаледонских складчатых структур (поднятия, горст-антиклинали); 2 — зоны распространения позднекаледонских и герцинских структур (погружения, грабен-геосинклинали); 3 — восточная граница Русской плиты; 4 — западная граница распространения мезозойских и третичных отложений Зауралья; 5 — предполагаемые границы основных структур Урала под покровом мезозойских и третичных отложений. I — восточная окраина Русской плиты; II — эокаледонская зона Русской плиты с деформированным герцинским осадочным чехлом; IIa — Зиллаирская краевая геосинклиналь; III — Башкирское поднятие; IIIa — поднятие Уралтау; IV — Тагильско-Магнитогорское геосинклинальное погружение; V — Саддинско-Верхисетское поднятие; VI — Свердловско-Аятское геосинклинальное погружение; VII — Ильменогорско-Сыертское поднятие; VIII — Алашско-Каменское геосинклинальное погружение; IX — Камышловско-Кваркенское поднятие; X — Брединско-Челябинское геосинклинальное погружение; XI — Восточноугождарское поднятие; XII — Верхнетобольское геосинклинальное погружение.

I. Субрегион Западный склон Урала, Пай-Хой и Новая Земля. В нем выделяются две фацциальные зоны: 1) Бельско-Елецкая, 2) Сакмаро-Лемвинская. Первая из них разделяется на: 1) западную часть Зилаирского синклиория, 2) западную часть Уфимского амфитеатра, 3) Усьвинско-Вишерский район, 4) Верхнепечорский район, 5) Щугоро-Кожимский район и гряду Чернышева, 6) Усинский район, 7) Юго-западный Пай-Хой, 8) Вайгач, 9) южную часть Южного острова Новой Земли, 10) Район губ Митюшихи и Крестовой.

В Сакмарско-Лемвинскую зону включены районы: 11) Орь-Илекский и Блявинский, 12) восточная часть Зилаирского синклиория, 13) восточная часть Уфимского амфитеатра, 14) Верхнеилычский район, 15) Лемвинский район, 16) северо-восточный Пай-Хой, 17) северная оконечность Новой Земли.

II. Субрегион Восточный склон Урала с фацциальными зонами: 1) Тагило-Магнитогорской и 2) Восточно-Уральской. В первой выделены районы: 1) Орско-Халиловский, Баймакский и Вознесенский, 2) Поляковский и Гумбейский, 3) Дегтярско-Уфалейский, 4) Верхнетагильско-Горбуновский, 5) Верхнетуринско-Исовский, 6) Новолялинский, 7) Североуральский, 8) Ивдельско-Северососьвинский, 9) Щучинский. Во второй — 10) Свердловско-Арамилский, 11) Кировград-Невьянский, 12) Еманжелинско-Карталы-Аят-Варненский, 13) Алапаевско-Теченский, 14) Денисовско-Варваринский.

В пределах первого субрегиона в обоих его упомянутых фацциальных зонах в течение всего силура накапливались карбонатные, терригенные глинистые и кремнистые осадки, при этом в западной — Бельско-Елецкой зоне — преобладали в лландовери и венлоке доломиты, мергели и известняки, а в лудлове — только последние. Восточная, Сакмаро-Лемвинская зона, характеризовалась образованием в раннем силуре преимущественно кремнисто-глинистых и кремнистых отложений, а в позднем силуре в некоторых районах получают распространение также известняки. В некоторых районах Сакмаро-Лемвинской зоны, как, например, в восточной части Уфимского амфитеатра и в восточной же части Зилаирского прогиба, в венлокском и раннелудловском веках имели место излияния лав и накопление туфогенных отложений в ассоциации с кремнистыми осадками.

Восточноуральский субрегион характеризуется в обеих его фацциальных зонах обширным распространением вулканических пород, характеристика которых имеется в многочисленных работах различных авторов, посвященных описанию геологии и вулканизма отдельных районов Урала. Действительно, силурийский период был периодом максимального развития в зоне восточного склона Урала эффузивного вулканизма базальтоидного типа с образовавшимся цепочек или островных дуг вулканических островов. Обстоятельная характеристика силурийского вулканизма Урала

дается в рукописной работе Г. Ф. Червяковского (1969 г.), в которой обобщен обширный материал, собранный как лично автором этой работы, так и накопленный другими исследователями в течение последних десятилетий. Наряду с вулканогенными образованиями во всех фациальных зонах восточноуральского субрегиона накапливались мощные толщи карбонатных пород, площади распространения которых обозначают местоположение и направление тех морских проливов, которые располагались между грядами вулканических островов и являлись, таким образом, областями преобладающего карбонатного осадконакопления. Некоторые из зон вулканизма и осадконакопления мигрировали в течение этого времени. Последнее обстоятельство обусловило чередование в широтном направлении разрезов силура, сложенных преимущественно осадочными породами, с разрезами, в которых вулканогенные породы количественно преобладают над породами осадочными.

Позднекаледонская эпоха тектонической активизации

Краткая характеристика структурных соотношений силурийских, или более древних, чем силурийские, и девонских, чаще всего среднедевонских, отложений была дана в работе автора, посвященной описанию варисцийского цикла тектонической истории Урала (Пронин, 1965, гл. II). Данные для описания структурной границы девона с додевонскими отложениями по всем перечисленным выше элементам (геосинклиналям и геантиклиналям) палеотектонического плана Уральской геосинклинальной области были заимствованы почти исключительно из опубликованных работ: С. М. Андропова (1961, 1962), Ю. Р. Беккера (1960, 1962), С. Н. Волкова (1948, 1960), Н. Н. Дингельштедта (1933, 1934), П. М. Есипова (1949), М. А и Р. А. Камалетдиновых (1961), Р. Э. Квятковского (1933), Б. М. Келлера (1949), М. Л. Ключиной (1963), Л. Н. Князевой (1958), О. А. и А. Г. Кондайн (1963), А. К. Крыловой (1950), Л. С. Либровича (1932, 1934, 1936 и др.), Н. Ф. Мамаева (1965), О. А. Нестояновой (1959, 1964), Х. С. Розман (1956 и др.), Г. А. Смирнова (1956), А. П. Тяжевой (1961), Т. И. Фроловой (1956), А. Н. Ходалевича (1937, 1938, 1939, 1944, 1951, 1959), Н. А. Штрейса (1951). Из рукописных материалов были использованы только материалы В. П. Мухиной и Е. Ф. Пинегина. Подавляющее большинство разрезов девона и силура восточного и западного склонов Среднего и Южного Урала было осмотрено лично автором настоящей работы.

Описываемая позднекаледонская тектоническая эпоха, как уже отмечалось, началась, по данным автора (Пронин, 1969а, гл. IV), приблизительно на границе раннелудловского и тивер-

ского веков силура, а завершилась в конце раннедевонской или в самом начале среднедевонской эпохи. Продолжительность ее в этих пределах составляет в абсолютном летосчислении около 20 млн лет.

Характеристика структурного типа границ между нижним и верхним лудловом, между этим последним и нижним девоном, а также между средним девоном (эйфельским ярусом) и подстилающими его нижнедевонскими или разными по возрасту силурийскими толщами в этой главе дается с использованием данных опубликованных работ Ю. Р. Беккера (1961), К. Г. Войновского-Кригера (1962), В. А. Дедеева (1959), С. М. Домрачева (1952), С. М. Домрачева и Н. Г. Чочиа (1957), Р. И. Ерошевской (1964), А. В. Ключихина (1960), А. Г. Кондияйн (1963), О. А. Кондияйн (1963), С. Н. Краузе (1958), С. Н. Краузе и В. А. Маслова (1961), А. С. Мельникова, С. Н. Волкова и Р. И. Ерошевский (1962), Д. В. Наливкина (1963), О. А. Нестояновой (1960), О. А. Нестояновой и Ю. Л. Куваевского (1966), А. И. Першиной (1960, 1962), А. А. Петренко (1949), А. Д. Петровского (1963), В. И. Скрипиль, М. С. Недождогина и Н. А. Сибирской (1960) И. С. Степанова (1962), А. П. Тяжевой (1956), Н. Г. Чочиа (1951, 1955), Н. Г. Чочиа и К. И. Адриановой (1952), а также многочисленных неопубликованных работ, указанных ниже при описании преддевонского несогласия по упомянутым основным меридиональным отрезкам Урала и Мугоджар.

В утвержденной МСК корреляционной схеме девонских отложений Урала он разделяется на два субрегиона: 1) западный склон и 2) восточный склон. На западном склоне выделены, в свою очередь, западная и восточная фациальные зоны. Западная зона распадается на Урюкско-Айскую и Зигано-Шарьинскую фациальные подзоны, из которых в первую входят районы: 1) бассейнов рек Урюка и Нугуша, 2) хр. Кара-Тау, 3) бассейнов рек Сима и Юрезани, 4) р. Ай, 5) сел. Кукшик и Айлино; а во вторую — районы: 1) бассейнов рек Зигана, Залима, Инзера, Лемезы, а также — 2) бассейнов рек Чусовой, Косьвы, Усьвы, Яйвы, Язьвы, Вишеры и Колвы.

Восточная фациальная зона западного склона Урала состоит из подзон: 1) Зилаирско-Елецкой и 2) Колво-Лемвинской. При этом в первую входят районы: 1) Западный склон Орь-Илекского водораздела и Западные Мугоджары, 2) бассейн р. Большой Ик, 3) бассейны рек Иргизла и Таравал, 4) район городов Нязепетровска и Нижние Серегеи, 5) Верхнепечорский район (с бассейнами рек Верхняя Печора, Шежимью, Порожная Унья — западный разрез), 6) Щугорский и Косынский районы (с бассейнами рек Щугор, Большой Паток, Малый Паток, Подчерем, Косью, Кожим, Вангыр — западные разрезы), 7) Верхнекожимский район (с бассейнами рек Кожим, Лемва, Большая Надота, Боль-

шая Инта, Большой и Малый Бетью), 8) Усинский район (с бассейнами рек Елец, Лёк-Елец, Малая Уса, Аяч-Яга, Кара). Колво-Лемвинская подзона разделяется на районы: 1) Кисуньинский район, возвышенность Колвинский Камень, Сурьинская Парма, (с бассейнами рек Кисунья, Колва, Унья — восточный разрез), 2) Верхнеильский район, возвышенность Кожим-Прут, Тима-Из, Чку-Есь (с бассейном рек Лопью, Испередью), 3) Овиннармский район, возвышенность Овин-Парма (с бассейнами рек Шугор, Малый Паток, Большой Паток — восточный разрез), 4) Лемвинский район (южная часть), 5) Лемвинский район (северная часть).

Характер несогласия, обусловленного движениями земной коры позднекаледонской тектонической эпохи, в пределах Западноуральского субрегиона выглядит следующим образом.

В Урюкско-Айской и Зигано-Шарьинской фациальных подзонах в связи с поднятием земной коры отсутствуют целиком отложения нижнего девона. В Зилаирско-Елецкой подзоне Восточной фациальной зоны перерыв на рубеже жедина и кобленца отмечен в районах р. Большой Ик, Верхнепечорском, Шугорском и Косьинском; в двух последних показан также перерыв в низах эйфеля и самых верхах кобленца; в Верхнекожимском районе в связи с перерывом выпадает из разреза жединский ярус. Отсутствует весь нижний девон и низы эйфельского яруса во всех упомянутых районах Колво-Лемвинской подзоны Восточной фациальной зоны. Предполагается отсутствие перерывов в интервале от лудловского яруса силура до среднего девона только в Нязепетровско-Нижнесергинском и Усинском районах Зилаирско-Елецкой подзоны Восточной фациальной зоны.

Территория восточного склона Урала подразделена на Тагильско-Магнитогорскую, Восточноуральскую и Кустанайскую фациальные зоны. В Тагильско-Магнитогорской зоне выделены: А. Мугоджарская подзона с районами: 1) Мугоджары и 2) Берчогур; Б. Присакмарская подзона с районами: 1) реки Сухая Губерля и Разбойка, 2) районы хребта Аратау и г. Круглой; В. Магнитогорская подзона с районами: 1) Сибай-Гай, 2) район хр. Узункыр-Кумач; Г. Гумбейская подзона с районами: 1) Гумбейским и Верхнеуральским, 2) Суундукским; Д. Петропаловская подзона с районами: 1) Нижнетуриным, 2) Каршинским, 3) Североуральским и Ивдельским; Е. Турбинская подзона с районами: 1) Нижнетуриным и Краснотурьинским, 2) Североуральским и Ивдельским (восток), 3) бассейн р. Северная Сосьва, 4) бассейн р. Хулги, 5) Войкар-Собинский (зап. часть), 6) бассейн р. Щучьей.

В Восточноуральской фациальной зоне выделены подзоны: А. Еманжелино-Султановская с районами: 1) Еманжелинским и 2) Султановским; Б. Алапаевско-Варненская с районами: 1) бассейн рек Средний и Нижний Тогузак, 2) Алапаевский и

Каменский районы и, наконец, в Кустанайской зоне выделен всего один район верховьев р. Тобола.

Характер структурных несогласий, вызванных движениями земной коры в позднекаледонскую тектоническую эпоху, по фациальным зонам, подзонам и районам восточного склона Урала представляется в следующем виде.

В Мугоджарской подзоне Тагильско-Магнитогорской зоны предполагаемое несогласие показано на рубеже силура и нижнего девона.

В бассейнах рек Сухой Губерли и Разбойки перерыв, обусловленный позднекаледонскими движениями, охватывает весь нижний девон. В Магнитогорской подзоне широкое развитие в низах девона вулканогенных пород (прендыкская свита и ее аналоги в хр. Узункыр-Кумач) не позволяют уверенно судить о наличии или отсутствии перерывов как на рубеже силура и девона, так и в нижнем девоне, хотя некоторые из исследователей, как будет указано ниже, отмечают в пределах Магнитогорского погружения несогласие на границе нижнего и среднего девона (Нестоянова, 1959; Андронов, 1961).

В Суундукском районе Гумбейской зоны несогласие показано в низах эйфельского яруса, а в Гумбейском и Верхнеуральском районах вопрос о характере контакта верхнего лудлова с нижним девоном, а также последнего со средним, остается недостаточно выясненным, так как верхи силура, нижний девон и низы среднего здесь сложены преимущественно эффузивными породами с подчиненными линзами известняков. В следующей, Петропавловской подзоне во всех трех районах (Нижнетуринском, Карпинском и Североуральско-Ивдельском) отмечено несогласие в основании эйфельского яруса среднего девона с налеганием субровского бокситоносного горизонта как на различные нижнедевонские (Карпинский район), так и на верхнелудловские (Североуральско-Ивдельский район) породы. В Турьинской подзоне, в районах Нижнетуринском и Краснотурьинском, на востоке Североуральского и Ивдельского, а также в бассейне р. Северной Сосьвы эйфельский ярус также налегает с эрозионным и угловым несогласием либо на нижний девон, либо на силур (восточная часть Североуральского и Ивдельского района и бассейн р. Северной Сосьвы). В районе бассейна р. Хулги, в западной части Войкар-Собинского района, и в бассейне р. Щучьей Тагильско-Магнитогорской фациальной зоны, а также в зонах Восточноуральской и Кустанайской карбонатные и вулканогенные породы эйфельского яруса несогласно лежат на нижнепалеозойских или докембрийских (бассейны рек Карталы-Аят и Тогузак на Южном Урале). Местами, как, например, в верховьях р. Тобола (Кустанайская зона), из разреза выпадает весь нижний девон и верхний лудлов, а эйфель лежит на нижнелудловских породах.

Более конкретные данные о структурных несогласиях, обусловленных позднекаледонскими движениями, характере и времени проявления последних по отдельным меридиональным отрезкам Урала представляются в следующем виде.

Приполярный, Полярный Урал и Пай-Хой

Характеристика несогласий, обусловленных проявлением позднекаледонских движений земной коры в конце раннедевонской эпохи, имеется в следующих опубликованных работах: К. Г. Войновского-Кригера (1962) — по девонским отложениям Лемвинской фациально-структурной зоны Полярного Урала; В. А. Дедеева (1959) — по стратиграфии девонских отложений Щучьинского синклиория на восточном склоне Полярного Урала; А. Г. Кондаин (1963) — о структурно-фациальной зональности севера Урала на силурийско-раннедевонском этапе его тектонического развития; О. А. Кондаина (1963) — о структурно-фациальной зональности севера Урала на среднедевонском и позднедевонско-турнейском этапах тектонического развития Урала; Д. В. Наливкина (1963) — по стратиграфии девона Архангельской и Вологодской областей и Коми АССР; А. С. Перфильева (1968) — по особенностям тектоники севера Урала; А. И. Першиной (1960) — по стратиграфии и фациям силура и девона Печорского Урала; ее же (1962) — по силурийским и девонским отложениям гряды Чернышева.

За исключением К. Г. Войновского-Кригера, все упомянутые авторы в исследованных ими районах отмечают или локальный, как, например, в бассейне р. Щучьей, по В. А. Дедееву (в южном крыле Щучьинского синклиория), или повсеместный предэйфельский перерыв с налеганием такатинской свиты или ее возрастных аналогов на разные по возрасту досреднедевонские толщи.

Ниже приводятся более конкретные данные о взаимоотношении девонских отложений с подстилающими их додевонскими в опорных разрезах Севера Урала, почерпнутые из рукописных работ.

Так, Б. А. Андросов (1958, 1959 гг.) в разрезе на правом берегу р. Кожима, в 2 км ниже устья р. Сывью, отмечает налегание с эрозионным несогласием кварцитовых песчаников среднего девона на карбонатные породы лудловского яруса силура. В работе 1959 г. им описан разрез в верховьях р. Сывью, около устья ее крупного левого притока, где на лудловских известняках несогласно лежит толща переслаивающихся брекчиевидных и битуминозных известняков, при этом последние содержат среднедевонскую фауну.

А. И. Водолазский (1964, 1966 гг.) описывает два разреза: 1) на левом берегу р. Усы, выше устья р. Ния-ю, 2) на правом

берегу р. Пага, в 3.7 км выше устья р. Погурей. В первом разрезе девонские базальные конгломераты со слабо окатанными гальками и валунами подстилающих силурийских пород залегают с угловым несогласием на последних, а во втором разрезе на глинисто-кремнистых сланцах и известняках силура с эрозийным несогласием лежат кварцитовидные песчаники среднего девона.

О. А. Кондияйн, В. Н. Малашевский, А. Г. Кондияйн, Г. Я. Базилевич и др. (1961 г.) описывают следующие опорные разрезы западного и восточного склонов Северного, Приполярного и Полярного Урала с обнаженной границей среднедевонских и подстилающих их досреднедевонских пород: 1) по р. Печоре, в 3 км выше устья р. Луговой; 2) по р. Унья, в 0.2 км выше устья р. Малой Императорской; 3) по р. Унья, в 2.5 км выше устья р. Малой Императорской; 4) в 7 км севернее горы Шержим-Из (среднее течение р. Ильч); 5) по р. Щугор, район Овин-Пармы; 6) по р. Южная Сосьва, в 9 км выше устья р. Шегульта; 7) по левобережью р. Ивдель, в 5 км западнее сел. Юртице; 8) по р. Ивдель, район горы Петровой; 9) по р. Лозьва, в 8 км выше сел. Бурмантово; 10) по р. Лозьва, в 11 км выше сел. Бурмантово, 11) по р. Лозьва, в 6 км ниже сел. Вижай, 12) по р. Лозьва, в 4 км выше устья р. Тасембе.

Кварцитовидные песчаники и алевроиты среднего девона в первом из перечисленных разрезов лежат с эрозийным несогласием на известняках, а в разрезах 2—5 — на глинистых сланцах, порфиритах и туфосланцах силура. В разрезах 6—12 среднедевонские битуминозные известняки с бокситами и бокситовыми породами в основании лежат на рифогенных известняках или туфогенных породах силура.

Таким образом, во всех перечисленных двенадцати опорных разрезах, изученных коллективом исследователей, возглавляемым О. А. Кондияйном, перерыв морского осадконакопления, соответствующий позднекаледонской тектонической эпохе, охватывает нижний девон. Раннедевонская эпоха была, таким образом, на севере Урала временем проявления складчатых движений, поднятия деформированной толщи додевонских пород и ее денудации и ненеппенизации перед наступлением среднедевонского моря.

Однако теми же авторами на западном склоне Урала в разрезах: 1) на левом берегу р. Ельца, в 1.5 км ниже устья р. Харуты; 2) в верховьях р. Лемвы, близ устья р. Митя-шор, а на восточном склоне в разрезах: 1) по р. Северная Тошемка, в 7 км от устья, и 2) по р. Вижаю, в 10 км от устья, отмечается согласное, без перерыва налегание среднедевонских известняков с фауной на известняки нижнего девона.

В. М. Коркин (1964 г.) описывает разрез на правом берегу р. Хальмер-ю, в 1.5 км выше устья р. Кырныж-йоль, в котором, по его данным, известняки с фауной среднего девона согласно

без перерыва залегают на фаунистически охарактеризованных нижнедевонских известняках.

Б. Ф. Костюк (1964 г.) изучал разрезы: 1) на правом берегу р. Налима-ты-вис, в 3.5 км от ее устья; 2) в 6.2 км к юго-западу, по азимуту 264° от устья р. Налима-ты-вис; 3) в 5.2 км от устья этой реки, по азимуту 246° . Во всех трех разрезах в основании девона (малоуральской свиты) залегают известняки нижнего девона с фауной, на которых с угловым несогласием залегают туфоконгломераты с обломками упомянутых нижнедевонских известняков, а также туфы, полосчатые туффиты, туфопесчаники и туфы ортофиров предположительного среднего девона.

М. П. Мезенцев (1964) в разрезе по р. Большая Ляль-я на восточном склоне Приполярного Урала отмечает налегание на спилиты ляльинской свиты нижнего силура конгломератов среднего девона (по С. Н. Волкову, (1960), эйфельских), содержащих гальки известняков, эффузивов, кварцевых диоритов и гранитов.

Г. Ф. Проскурин (1965) в районе западного склона Урала описал разрезы: 1) по р. Илыч, ниже устья Ыджид-Ляги, 2) у горы Шежим-из, 3) горы Тумбик, 4) горы Эбель-из. Везде в них на известняках условно силуро-девонского возраста трансгрессивно лежат песчаники такатинской свиты эйфельского яруса.

В перечисленных рукописных работах описано не менее 30 опорных разрезов со вскрытой границей среднего и нижнего девона или среднего девона и додевонских пород. В 24 из них средний девон лежит с эрозионным или угловым несогласием на нижнедевонских или силурийских породах, а в 6 наблюдается непрерывный переход от нижнего девона к среднему в карбонатных или иных фациях.

Северный и Средний Урал и северные районы Южного

Колебательные и складчатые движения земной коры на территории Северного и Среднего Урала, происходившие в позднекаледонскую тектоническую эпоху в ее указанных выше хронологических границах, условно могут быть разделены на три фазы: 1) предверхнелудловскую, 2) преднижнедевонскую и 3) предэйфельскую. Движения в двух первых фазах проявлялись локально и не играли существенной роли в тектонической перестройке всей Уральской геосинклинальной области, что касается движений предэйфельской фазы, то они охватили все зоны и районы области и положили границу между двумя большими геотектоническими циклами — каледонским и герцинским.

Предверхнелудловское несогласие

Это несогласие в районах Северного и Среднего Урала, на обоих его склонах, но преимущественно на восточном склоне Северного Урала, охарактеризовано в немногих рукописных работах последних лет.

Так, Б. А. Аблизин и Ф. А. Курбацкая (1966 г.) в разрезе по р. Тискос, в 1 км выше устья р. Подпора, на западном склоне Среднего Урала, отмечают налегание с эрозионным несогласием известняков и мергелей с верхнелудловской фауной на фаунистически доказанные алевролиты и глинистые сланцы нижнего лудлова.

Ю. Г. Крежевских и В. В. Шалагинов (1966 г.) описывают в разрезе по р. Северной Тошемке налегание на нижнелудловские андезиты-базальты, диабазы, туфопесчаники, кварциты и известняки с эрозионным несогласием условных верхнелудловских конгломератов и гравелитов, в обломочном материале которых распространены нижележащие породы; эта обломочная толща кверху постепенно сменяется карбонатными породами с фауной нижнего девона.

Н. С. Лисов, Н. Ф. Коровин и А. Д. Стирпейка (1962 г.) в разрезе по р. Какве, около устья р. Банечкиной, описывают налегание с эрозионным несогласием на кварцевые альбитофиры павдинской свиты ниже-среднелудловского возраста базальных конгломератов верхнелудловско-нижнедевонской туринской свиты мощностью до 200 м. В другом разрезе — по левому берегу р. Холодной, в 2,5 км выше устья — на спилитах павдинской свиты с эрозионным несогласием залегают верхнелудловско-нижнедевонские туфоконгломераты туринской свиты.

А. С. Мельников, Р. И. Ершешевская, М. Г. Калайтан и Г. В. Симаков (1964 г.) в разрезе по р. Лозье, около устья р. Устья, указывают на налегание с эрозионным несогласием на известняки нижнего лудлова верхнелудловских конгломератов. Помимо этого разреза, авторы наблюдали структурные взаимоотношения ниже- и верхнелудловских отложений еще в 7 разрезах восточного склона Северного Урала, а именно: 1) по р. Шегульта, около поселка «21 километр», где на известняках нижнего лудлова трансгрессивно залегают верхнелудловские туфоконгломераты; 2) по р. Какве, около пос. Галка, где на туфах основного состава предположительно несогласно залегают порфириты условно верхнелудловского возраста; 3) по р. Какве, около устья р. Банечкиной, где на известняках и туфах нижнего лудлова трансгрессивно с эрозионным несогласием залегают конгломераты верхнего лудлова; 4) по р. Какве, в 2,5 км выше устья р. Холодной; 5) по р. Какве, в 4 км ниже устья р. Марганцевой; при этом в последних двух разрезах на порфиритах венлокского яруса трансгрессивно залегают конгломераты условного верхнего лудлова; 6) по р. Туре, около сел. Лялинки, где на аггломератах нижнего лудлова трансгрессивно лежат туфопесчаники условного верхнего лудлова; 7) в 18 км к западу от г. Верхняя Тура, где на туфопесчаниках нижнего лудлова с эрозионным несогласием залегают конгломераты условного верхнего лудлова.

В. В. Шалагинов, Р. Д. Калугина, И. А. Темников и Л. А. Пронин (1962 г.) отмечают: 1) на восточном склоне Среднего Урала (Лялинский район) в разрезе по правому берегу р. Южной Половинной, в 1.5 км от ее устья, налегание с эрозийным несогласием на спилиты и андезитовые порфириты павдинской свиты венлок-лудловского возраста туфогенных конгломератов и туффов туринской свиты, при этом в конгломератах этой свиты встречаются обломки спилитов, порфиритов, туфов из подстилающей павдинской свиты; 2) на левом склоне р. Ляли, в 1 км выше устья р. Власовки, на андезитовых порфиритах павдинской свиты, падающих к северо-востоку под углом 55° , с угловым несогласием залегают конгломераты верхнего лудлова — нижнего девона с падением к северо-востоку-востоку 85° под углом 40° ; 3) в 3 км западнее пос. Малая Лата; 4) в 1.5 км юго-восточнее пос. Латинка и 5) по р. Лата, в 3 км восточнее пос. Питателево, на порфиритах павдинской свиты с размывом и базальными конгломератами в основании залегают туринская свита верхнего лудлова; 6) в 2.5 км северо-восточнее пос. Латинка на порфиритах павдинской свиты, падающей на запад 272° под углом 22° , с угловым несогласием залегают туфоконгломераты туринской свиты с падением на юго-запад 260° под углом 40° .

Преднижнедевонское несогласие

Это несогласие на обоих склонах Северного и Среднего Урала нигде не отмечалось; по-видимому, в тех редких случаях, где верхнелудловские и нижнедевонские карбонатные породы встречаются в одних и тех же разрезах, они залегают согласно, без перерыва.

Предэйфельское несогласие

Характер структурных взаимоотношений среднедевонских отложений с нижнедевонскими или додевонскими в общепринятом виде характеризуется во многих опубликованных работах. Так, в работах С. М. Андропова (1962) по стратиграфии девонских отложений восточного склона Северного Урала с описанием западной зоны в окрестностях г. Североуральска и восточной зоны по р. Сосьве, между устьями рек Ваграма и Талой, отмечено в западной зоне налегание с угловым несогласием на рифогенных известняках нижнего девона или известняках же силура козьереченского горизонта эйфельского яруса, представленного бокситами или замещающими их конгломератами или гравелитами, а в восточной зоне — залегание с размывом конгломератов, песчаников или известняков тотинского горизонта эйфельского яруса среднего девона на известняках нижнего девона и силура.

С. Н. Волковым (1960) описаны семь опорных разрезов на восточном склоне Северного и Приполярного Урала: 1) по р. Малой Сосьве, около Пакинской юрты; 2) по р. Манье, выше Лебешинского склада; 3) по р. Лопсин; 4) по р. Нохор, ниже устья р. Нохор-Сос; 5) по р. Иоутынья; 6) по р. Малый Люль — правому притоку р. Сертынья; 7) в бассейне р. Ятрия. На р. Люль эйфельские полимиктовые конгломераты с угловым несогласием залегают на нижнедевонских известняках, а во всех остальных шести разрезах — на порфиритах, туфобрекчиях, туфопесчаниках, кремнистых сланцах и известняках силура.

Р. И. Ерошевская (1964) в работе по стратиграфии среднего девона Ивдельского района на восточном склоне Северного Урала выделяет четыре фациальных типа разреза среднего девона; 1) терригенно-карбонатный, 2) карбонатный, 3) вулканогенный, 4) вулканогенно-терригенный. В шести разрезах первого типа (горы Петрова, Сора, Паша, Хамбур, Святая и р. Тальтия, ниже Черного Яра) туфопесчаники и песчаники с прослоями конгломератов петровской толщи, залегающей в основании эйфельского яруса, лежат с эрозионным несогласием на вулканогенных образованиях силуро-нижнедевонского возраста.

П. М. Есипов (1949) впервые в литературе указал на следы проявления позднекаледонских движений земной коры на западном склоне Среднего Урала, описав кратко следующие 6 разрезов: 1) в окрестностях пос. Висима; 2) в окрестностях пос. Билимбае; 3) по р. Чусовой, около пос. Извезного; 4) по Нижне-Сергинскому пруду; 5) по р. Листвянке, между поселками Атиг и Верхние Серги; 6) по р. Демид, севернее Михайловского пруда. Во всех разрезах такатинские песчаники или покрывающие их известняки эйфельского яруса среднего девона лежат с глубоким размывом на породах от силурийских до нижнепалеозойских. Подробнее об этом говорится в книге автора, посвященной описанию вариссийского цикла тектонического развития Урала (Пронин, 1965).

А. С. Мельников, С. Н. Волков, Р. И. Ерошевская (1962) в работе по Северосъвинскому району восточного склона Северного Урала описывают налегание упомянутых выше полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников с угловым несогласием на разные по возрасту толщи силура (нижнюю и верхнюю турватские свиты). Впервые эти конгломераты более обстоятельно охарактеризовал еще в 1948 г. С. Н. Волков, отметив наличие в обломочном материале в них наряду с известняками, содержащими нижнедевонскую фауну, также каледонских различного состава глубинных магматических пород.

И. С. Степановым (1962) описан разрез по р. Усьве выше сел. Безгодово, в котором на фаунистически охарактеризованных доломитах лудлова с угловым несогласием залегают гравелиты эйфельского яруса.

Работа Н. Г. Чочиа (1951) о каледонской складчатости в области Урало-Тиманского стыка дополняет упомянутую работу П. М. Есипова (1949) сведениями по более северным районам западного склона Урала.

Наконец, достаточно убедительные данные о проявлении позднекаледонских складчатых движений в области Тагильского погружения привел Н. А. Штрейс в работе по стратиграфии и тектонике зеленокаменной полосы Среднего Урала, опубликованной также в 1951 г. Основные выводы автора этой работы были изложены выше, во введении к настоящей книге.

Конкретные опорные разрезы, в которых можно было наблюдать структурные взаимоотношения силурийских отложений с нижнедевонскими, а этих последних со среднедевонскими, описывали многие авторы при геологических съемках того или иного района Северного и Среднего Урала. Так, Б. Д. Аблизин и Ф. А. Курбацкая в разрезе по р. Чусовой, в 0,5 км ниже устья р. Сылвицы, описывают налегание на красноцветные песчаники усть-сылвицкой свиты докембрия базальных конгломератов и гравийных песчаников такатинской свиты эйфельского яруса среднего девона. В разрезах по р. Чусовой, против сел. Зимник и около устья р. Шурыш, полимиктовые песчаники такатинской свиты залегают с угловым несогласием на докембрийской чернокаменной свите.

В. Г. Варганов (1964 г.) описывает разрез на западном склоне горы Сташковой, в 5 км севернее пос. Староуткинска, в котором на песчаники, алевролиты и зеленые глинистые сланцы «ашинской» свиты с эрозионным несогласием налегают кварцевые песчаники такатинской свиты среднего девона.

Л. В. Григорьев, А. Н. Качанов, Т. Я. Зыкин (1967 г.) описывают разрез по р. Кадь (приток р. Яйвы), в 1,5 км ниже устья р. Холуистой, где на темных известняках с фауной лудлова с угловым несогласием залегают песчаники такатинской свиты.

И. А. Зевакин, А. И. Ярославцев, Р. А. Лядова и другие соавторы (1965 г.) изучали разрезы на западном склоне Среднего Урала: 1) по р. Чусовой, в 0,6 км ниже устья р. Бедьки; 2) по правому берегу р. Серебрянки, в 1 км выше камня Крутого; 3) по р. Койве в окрестностях Лотаринского рудника; 4) в окрестностях пос. Зимник; 5) по р. Мельничной, около сел. Копчик; 6) в окрестностях сел. Мишариха; 7) в окрестностях сел. Точильный Лог; 8) в 2,5 км западнее сел. Усть-Бедька. Во всех разрезах песчаники и алевролиты такатинской свиты с эрозионным несогласием налегают на отложения «ашинской» свиты.

П. Н. Конев, Б. Я. Чанов и Г. И. Лучников (1968 г.) изучали литологию, условия образования и перспективы алмазности такатинской свиты Колво-Вишерского края и описали 18 разрезов: 1) по р. Ухтым, в 5 км выше устья; 2) по р. Низьва, в 15 км выше устья; 3) по р. Ухтым, в 7 км выше устья; 4) в 10 км

к востоку от г. Красновишерска; 5) по р. Колчим, в 8 км выше устья; 6) в устье р. Чурочной; 7) в 6 км к северо-западу от пос. Волянка; 8) в 4 км к северо-западу от того же поселка; 9) в 3.5 км к западу от пос. Волянка; 10) в 3 км к западу от этого же поселка; 11) в 2.5 км западнее того же поселка; 12) в 8 км к югу от того же поселка; 13) в 7 км к югу от того же поселка; 14) на левом берегу р. Щугор, в 6 км выше пос. Волянка; 15) по р. Щугор, в 8 км выше того же поселка; 16) в 14 км к юго-востоку от пос. Чурочная; 17) в устье р. Илья-Вож; 18) в 8 км к северу от пос. Колчим. В двух первых разрезах кварцевые песчаники и конгломераты такатинской свиты лежат на доломитах со строматолитами низивенской свиты докембрия, а в остальных — те же породы такатинской свиты лежат на эродированной и покрытой корой выветривания (в виде пестроцветных глин мощностью 0.3—1 м) поверхности доломитов нижнего силура.

Ю. Г. Крежевских (1966 г.) описывает разрез по р. Северной Тошемке на восточном склоне Северного Урала с согласным, без перерыва, по его мнению, залеганием глинистых и кремнистых сланцев с прослоями слоистых известняков эйфельского яруса на светлых известняках с фауной кобленцкого яруса нижнего девона.

Н. С. Лисов, Н. Ф. Коровин, А. Д. Стирпейка и другие соавторы (1962 г.), производившие исследования в Карпинском районе восточного склона Северного Урала, описали разрезы: 1) на левом берегу р. Каквы, выше устья р. Тоты и 2) на северо-восточной окраине г. Карпинска. В обоих разрезах на различных горизонтах вулканогенно-осадочной туринской (силуро-нижнедевонской) и краснотурьинской (нижнедевонской) свит с угловым несогласием залегают брекчиевидные и конгломератовые известняки с примесью бокситового материала (субровский горизонт) вагранской свиты среднего девона (эйфеля).

Несколько позднее Н. С. Лисов и Н. Ф. Коровин (1964 г.) описали разрез по буровой скважине, расположенной в 2.3 км севернее пос. Шайтанка, в котором на светлом массивном известняке кобленцкого яруса залегает слой брекчированных бокситов мощностью 0.4 м, который кверху сменяется темными битуминозными эйфельскими известняками.

В 1966 г. Н. С. Лисов, Н. Ф. Коровин, Н. В. Медведева и Г. С. Никулина в Петропавловской фацальной зоне Серовского района описали налегание с эрозонным или слабым угловым несогласием на светлые известняки кобленцкого яруса нижнего девона или на эффузивные и осадочные породы туринской силуро-нижнедевонской свиты бокситового горизонта, вскрытого многочисленными буровыми скважинами.

А. С. Мельников, Р. И. Ерошевская, М. Г. Калайтан и Г. В. Симаков (1964 г.) в разрезе по р. Туре, в окрестностях

сел. Лялинки, описали несогласное залегание среднедевонских известняков на туффитах и туфопесчаниках верхнего лудлова.

С. В. Младших, А. М. Зильберман, Н. А. Зуев и другие соавторы (1966 г.) описали три разреза западного склона Среднего Урала: 1) по р. Большой Порожной, в 3,5 км от устья; 2) по р. Усьве, около скалы Мултык, и 3) по р. Усьве, в 0,8 км выше скалы Острая Грива. В двух первых разрезах такатинские песчаники и гравелиты залегают трансгрессивно на доломитах лудлова, а в третьем — с перерывом и угловым несогласием на нижнесилурийских глинистых сланцах безгодовой свиты.

В. П. Мухина, Б. А. Шнейдер и Ю. В. Чирков (1967 г.) в разрезах: 1) в Волыском карьере, в 4 км к западу от сел. Волынка, и 2) по р. Большой Колчим, в 3 км ниже устья р. Чурочной, описали налегание песчаников такатинской свиты с эрозионным или слабым угловым несогласием на доломиты колчимской свиты лландоверийского яруса силура.

М. С. Рапопорт, С. В. Автонец, Ю. И. Дударь и другие соавторы (1968 г.) в разрезах: 1) около сел. Шадрята и 2) около сел. Чертовой, на восточном склоне Среднего Урала описывают несогласное налегание грубых полимиктовых конгломератов эйфельского яруса на плагиоклазовые порфириды условно верхнесилурийского — нижнедевонского возраста.

А. С. Шарыпов в разрезах: 1) по р. Ваграну, в 1 км ниже устья Крутого Лога, и 2) по правому берегу р. Вагран, около горы Крутой, отмечает несогласное залегание полимиктовых конгломератов эйфельского яруса на порфиритах и туфах силура-девона в первом разрезе и на туфопесчаниках того же возраста во втором.

В перечисленных опубликованных и рукописных работах описано не менее 71 опорных разрезов с вскрытой границей между средним девонем — эйфельскими отложениями и подстилающими их нижнедевонскими или более древними. Только в одном разрезе, на р. Северной Тошемке, на восточном склоне Северного Урала Ю. Г. Крежевских указывает на постепенный переход от нижнего девона к среднему в карбонатных фациях, во всех остальных 70 разрезах Северного и Среднего Урала, как на западном, так и на восточном склонах, эйфельские отложения лежат с эрозионным или чаще с угловым несогласием как на нижнедевонских, но более обычно на различных по возрасту додевонских породах, от силурийских до докембрийских.

Южный Урал и Мугоджары

На Южном Урале и в Мугоджарах в хронологических границах позднекаледонской тектонической эпохи могут быть выделены те же три фазы движений земной коры, которые были выделены на Северном и Среднем Урале, т. е. предверхнелуд-

ловская, преднижнедевонская и предэйфельская. Наибольшее значение, как всюду на Урале, имели движения последней фазы, а две другие проявились узко локально.

Предверхнелудловское несогласие. Это несогласие на Южном Урале в бассейне р. Камышлы-Аят, в 4 км выше пос. Княжеского, при работах в процессе исследований П. М. Куржебекова, В. Ф. Турбанова и Л. И. Турбановой было вскрыто горными выработками между карбонатными породами нижнего лудлова и вулканогенными породами условного верхнего лудлова—нижнего девона, в которых развиты туфоконгломераты с обломками нижнелудловских известняков.

Преднижнедевонское несогласие. Это несогласие на Южном Урале установлено в большем количестве районов, чем предыдущее, и охарактеризовано в некоторых рукописных работах последних лет. Так, И. В. Жилин, В. Ф. Иванов, М. С. Истоини и другие соавторы (1964 г.), Ю. Н. Замига, В. В. Бабкин, Е. Я. Кричак и Г. Ф. Бабкина (1965 г.) в различных районах восточного склона Южного Урала описывают 8 разрезов, в которых вулканогенные породы условно силуро-нижнедевонского возраста согласно покрываются также вулканогенными (туфогенными) породами столь же условного ниже-среднедевонского возраста.

Такую же интерпретацию структурного соотношения верхнесилурийских и нижнедевонских пород по трем разрезам, расположенным в Баймакском и Хайбуллинском районах Башкирии, дает В. А. Маслов (1964 г.), который считает, что на кварцевых альбитофирах и их туфах баймакбурибаевской свиты верхнего силура согласно лежат туфы андезитодацитов, туффиты, порфириты и яшмы ирендыкской свиты нижнего девона.

Б. М. Садрисламов, В. В. Тамбовцев и В. Л. Бородин (1964 г.) описывают в районе сел. Бурангулово налегание с перерывом туфопесчаников и туфов ирендыкской свиты, которую авторы по возрасту считают ниже-среднедевонской, на альбитофировые туфы венлокского яруса с выпадением из разреза в связи в перерыве всего лудловского яруса и, вероятно, низов нижнего девона. Кроме этого разреза, контакт силура и девона наблюдался авторами и еще в 15 разрезах, и всюду туфогенные породы (туфоконгломераты, конглобрекчии, туфопесчаники и туфосланцы) ирендыкской свиты несогласно лежат на вулканогенных же породах условного верхнего силура. Только в одном разрезе, в районе сел. Ишкинино, отмечается согласное залегание известняков ирендыкской свиты ниже-среднедевонского возраста на известняках же с фауной лудлова.

А. А. Чистяков, В. Ф. Иванов, Ю. С. Глызин и др. (1964 г.) в районах селений Вторая Пятилетка, Дубровное и Сурменовское описывают якобы согласное залегание туфопесчаников кремни-

стых туффигов курасайской свиты ниже-среднедевонского возраста на туфобрекчиях и туфах пироксен-плагноклазовых порфиритов верхнесилурийско-нижедевонского возраста.

Следует, однако, отметить, что во всех южноуральских разрезах с широким распространением близ границы силура и девона вулканических толщ устанавливать структурный тип последней крайне трудно по объективным причинам, и поэтому на изложенные выводы перечисленных исследователей следует смотреть как на предположительные.

Предэйфельское несогласие. Характер структурных соотношений среднедевонских отложений с подстилающими их нижедевонскими или додевонскими на Южном Урале и в Мугоджарах описывался в следующих опубликованных работах: С. М. Андропова (1961) — по районам оз. Банного и Узункуль в Магнитогорском районе, где в основании эйфельского яруса автор выделяет хасановский горизонт конгломератов и брекчий, залегающий на вулканических породах ирендыкской свиты, или таналыкский горизонт с конгломератами в основании, налегающий на карамалыташскую свиту нижнего девона; Ю. Р. Беккера (1961) — по стратиграфии девона в Башкирском Урале с характеристики разрезов: 1) по р. Тююлень, притоку р. Белой, 2) по р. Каялы, в 12 км южнее предыдущего разреза. В обоих разрезах ниже такатинских песчаников выделен горизонт известняков и доломитов с фауной эйфеля, а под ними — слой кварцевых песчаников мощностью 4—5 м, залегающих уже на фаунистически охарактеризованных известняках нижнего девона. Перерыв предполагается под такатинской свитой песчаников, т. е. не в самом основании эйфельского яруса, а в нижней его части.

С. М. Домрачев (1952) в разрезе девона хр. Каратау выделил ашинскую свиту нижедевонско-среднедевонского возраста с остатками псилофитовой флоры, которую он отнес к континентальным образованиям.

В работе С. М. Домрачева и Н. Г. Чочиа (1957) выделяется два фациальных типа разрезов верхов нижнего и низов среднего девона в бассейнах рек Ика, Белой, а также в районах городов Низяпетровска и Нижние Серги и р. Патока: 1) верхи нижнего и низы среднего девона сложены рифогенными известняками; 2) такатинская свита эйфельского возраста залегаёт с большим перерывом на различных додевонских породах. В обоих типах разрезов между нижним и средним девонем в первом и между средним девонем и додевонскими породами во втором имеют место перерывы эрозионного типа или перерывы с угловыми несогласиями.

М. А. и Р. А. Камалетдиновы (1961) в разрезах: 1) по ручью Ташлуй, около его устья; 2) по р. Ик, южнее сел. Степановки и 3) по правому берегу р. Ик, в 1 км севернее сел. Степановки, указывают во втором разрезе на налегание песчаников, аргиллитов и

известняков среднего девона с эрозионным несогласием на доломиты силура, а в третьем — на те же доломиты силура такатинских песчаников. С. Н. Краузе в работе об условиях образования терригенных толщ среднего девона западного склона южного Урала пишет (1958, стр. 78): «Описываемые отложения (т. е. такатинские слои, — А. П.) залегают резко трансгрессивно на подстилающих породах. Это особенно четко видно в зоне широтного течения р. Белой, где Б. М. Келлером, а затем и нами отмечено залегание такатинских песчаников на породах от нижнего девона до зильмердакской свиты включительно».

Н. Ф. Мамаев (1965) описывает несколько разрезов восточного склона Южного Урала с различным характером взаимоотношения среднего девона с подстилающими его породами. В районе поселков Еманжелински и Шенна в разрезе эрозионного типа перерыв отмечается внутри эйфельского яруса, который согласно лежит на нижнем девоне. В восточной части Брединского района эйфельские отложения, представленные основными эффузивами, туфами, туфобрекчиями с известняками и полимиктовыми песчаниками в основании залегают на породах чулаксайской серии докембрия.

О. А. Нестоянова (1959) в окрестностях сел. Ишмухаметово, на хр. Ирендык (Баймакский район), отмечает несогласное наложение яшм и кремнистых пород бугулгырского горизонта низов среднего или верхнего девона. В другой работе О. А. Нестояновой (1960), а также в работе О. А. Нестояновой и Ю. Л. Куваевского (1966), указывается уже на согласное залегание яшм и туфогенных пород бугулгырского горизонта эйфельского яруса в разрезах окрестностей селений Курамино и Татлямбетово и на горе Ташбиик на вулканогенных породах карамалыташской и баймак-бурибаевской свит нижнего девона.

А. А. Петренко (1949) в бассейне верхнего течения р. Тобола описал разрезы: 1) в окрестностях пос. Гришинского; 2) около пос. Денисовского; 3) в районе горы Утеповской и 4) около устья оврага Кутебок. Во всех разрезах установлено трансгрессивное залегание красноцветных конгломерато-песчаниковых отложений среднего девона: у пос. Денисовского — на известняках венлокского яруса силура; в районе горы Утеповской — на основных эффузивах и туфах верхнего силура, около устья оврага Кутебок — на песчаниках и сланцах нижнего силура. Район, исследованный А. А. Петренко, представляет особый интерес в том отношении, что он является промежуточным звеном между районами Центрального Казахстана с его эпикаледонской платформенной структурой и Уралом, где эпикаледонскую платформенную структуру большинство исследователей не выделяют, по крайней мере, в зонах основных прогибов, таких как Тагильский и Магнитогорский, хотя, как мы выше отмечали, основу этих прогибов

в преобладающей части занимаемой ими площади составляют также каледонские, а не герцинские складчатые структуры.

В работе А. Д. Петровского (1963) о находках эйфельской фауны и общих чертах развития в девоне западного и восточного склонов Южного Урала указывается, что эйфельские морские отложения на обоих склонах Урала лежат на породах силура и древнего палеозоя, но местами, возможно, среднедевонская трансгрессия началась еще в кобленцком веке раннего девона.

В. И. Скрипиль, М. С. Недоточин и Н. А. Сибирская (1960) отмечают в районе Гайского медиорудного месторождения налегание сургучнокрасных и зеленых яшм бугулгырского горизонта на вулканические породы силура.

А. П. Тяжева (1956) в работе по стратиграфии нижнего и среднего девона р. Юрезани и верховьев р. Белой отмечает в разрезах: 1) по р. Катаву, в окрестностях сел. Орловки; 2) по р. Юрезани, в г. Усть-Катав, 3) по р. Юрезани, около ст. Вязовой и 4) по р. Юрезани в районе сел. Александровки, налегание с эрозийным несогласием кварцевых песчаников и конгломератов эйфельского яруса на известняки и доломиты силура.

Характер структурной границы между средним и нижним девонem или между средним девонem и додевонскими образованиями в Мугоджарах охарактеризован в некоторых опубликованных работах. Так, А. А. Абдулиным, А. Б. Ли, Б. С. Цирельсоном и др. (1966) установлено, что в Иргизской зоне Мугоджар средний девон (эйфельский ярус), сложенный диабазами, спилитами, альбитофирами и кремнистыми породами, лежит с перерывом, охватывающим нижний девон и большую часть силура, на метаморфизованных основных породах предположительно нижнего (фландоверийского) силура.

Г. И. Водорезов (1960) описывает три региональных разреза девона Мугоджар: 1) в Кос-Истекском районе Орь-Илекского междуречья; 2) на западном склоне горы Алабас, в районе Берчогура, 3) по левобережью р. Иргиз. В первом районе на вулканогенных и осадочных породах силура залегает шандинская свита конгломератов, туфопесчаников и известняков, по автору статьи — кобленц-эйфельского, а по нашему мнению — эйфельского возраста. В Берчогурской синклинали (гора Алабас) в основании эйфельского яруса выделяется шаулдакский горизонт кремнистых пород и туффитов, который трансгрессивно лежит на вулканических породах силура. В третьем районе низы девонского разреза представлены вулканическими породами кналыккульской свиты предположительно живетского возраста, которая залегает несогласно на силурийских вулканогенных и осадочных породах.

Г. И. Водорезовым и Х. С. Розман (1956) в Кемпирсайском районе отмечается резко несогласное залегание упомянутой выше шандинской свиты эйфеля на осадочных и вулканических поро-

дах силура. Такое же залегание с угловым несогласием на силуре шандинской свиты отмечает и Н. И. Леоненко (1955) в Кос-Истекском районе Мугоджар. Ею описаны 7 разрезов этого района, а именно: 1) в окрестности аула Нижние Шаиди; 2) близ устья р. Кара-Бутак; 3) по р. Урал, к востоку от устья Сухой Речки; 4) в верховьях р. Кос-Истек, к югу от пос. Кос-Истек; 5) по р. Кара-Бутак, к западу от горы Дамбар; 6) по левобережью р. Жаксы-Каргала, к северо-западу от пос. Троицкого.

Описание конкретных опорных или региональных разрезов, в которых вскрыта граница среднего девона с нижнедевонскими или додевонскими породами по различным районам Южного Урала и Мугоджар, дано в многочисленных рукописных работах последних лет.

Так, В. В. Бабкин, Ф. А. Пискунов, Ю. С. Глызин (1964 г.) описывают разрез в 2 км к северо-западу от оз. Северного Ульянды в Верхнеуральском районе, в котором на кремнистых породах и яшмах карамалыташской свиты ниже-среднедевонского, по авторам, возраста согласно залегают мелкообломочные туфы андезитовых порфиритов улутауской свиты, относимой к верхней половине эйфеля.

В. В. Бабкин, Э. В. Шалашников, Н. М. Демиденко и др. (1965 г.) в буровой скважине, расположенной в 2 км юго-восточнее сел. Биктимирово (к северо-западу от г. Челябинска), устанавливают налегание с угловым несогласием конгломератов и песчаников султановской толщи эйфель-живетского (условного) возраста на мраморизованные известняки силура.

М. Ш. Баков (1957 г.) в Уразово-Урлядинском районе Башкирии, в окрестностях сел. Ипкино, описывает разрез с непрерывным переходом от вулканогенных пород ирендыкской свиты к туффитам и яшмам среднедевонской улутауской свиты.

Л. Д. Булькин, В. Н. Ланцева (1961 г.) описывают в разрезе горы Фроловой, в окрестностях пос. Углицкого, несогласное налегание песчаников и кремнистых сланцев условно эйфельского возраста с базальными конгломератами в основании на основные вулканические породы и зеленые сланцы также условного верхнесилурийского—нижнедевонского возраста. Аналогичное соотношение среднедевонских базальных конгломератов, песчаников, а выше известняков с фауной среднего девона с силуро-девонскими и более древними породами описывает Л. Д. Булькин (1962) в окрестностях селений Сухтелинского, Атамановского и Андреевского на восточном склоне Южного Урала.

В разрезе, расположенном в 2 км западнее сел. Юлдашево в Присакмарском районе Башкирии, С. С. Горохов (1956 г.) описывает налегание с угловым несогласием бугулгырского горизонта яшм среднего девона на диабазовые порфириты и их туфы ирендыкской свиты, которой автор приписывает силуро-нижнедевонский возраст.

П. П. Дудинов (1965 г.) описывает в районах: 1) сел. Александровой, 2) Шакша, 3) Касимовой и 4) в 1.6 км западнее ст. Шакша на ж. д. Челябинск—Уфа, несколько восточнее г. Уфы, налегание кварцевых песчаников, гравелитов и известняков среднего девона на бавлинских сланцах, по мнению этого автора, докембрийского возраста.

И. В. Жилин, В. Ф. Иванов, М. С. Истомин и др. (1964 г.) описали на восточном склоне Южного Урала три разреза: 1) в 0.8 км к юго-западу от горы Острой, 2) в 1 км южнее горы Левашкиной и 3) в 2 км к северо-востоку от той же горы. Во всех трех разрезах выше туфов и порфиритов условного нижнедевонско-эйфельского возраста согласно залегают туффиты верхнего эйфеля.

Ю. Н. Замига, В. В. Бабкин, Е. Я. Кричак и Г. Ф. Бабкина (1965) описали в районе Магнитогорска три разреза: 1) горы Шихан, 2) в 3.5 км юго-восточнее разъезда Склир и 3) в 4 км восточнее рудника Шеелит. Во всех трех разрезах выше туффитов нижне-среднедевонского возраста согласно залегают основные вулканические породы и их туфы, по данным авторов, эйфельского возраста.

А. В. Ключихин (1959 г.) установил в окрестностях сел. Акъюлово, на р. Сакмаре в Зилаирском районе Башкирии, налегание с большим перерывом и угловым несогласием конгломератов, аркозовых песчаников, глинистых сланцев и известняков с эйфельской фауной на породах катралинской свиты условного верхнего кембрия и на кремнистых породах сакмарской свиты силура.

В. М. Кривоносос (1961 г.) описал в районе среднего течения р. Большой Кизил (правого притока р. Урала) четыре разреза: 1) по левобережью руч. Аркыры-Елга, к северу-западу от сел. Калмыково; 2) к западу от сел. Шадыгаево; 3) в северной части гор. Мулла-Тау, 4) гора Янгола. Во всех разрезах на порфиритах и туфах прендыкской свиты, по автору, нижнего девона согласно лежат яшмы бугулгырского горизонта эйфельского яруса.

А. А. Макушин в разрезе около устья р. Сикяз в окрестностях сел. Шубино в Башкирии описывает налегание слабцементированных конгломератов и песчаников среднего девона на денудированную поверхность доломитов мнъярской свиты докембрия.

В. А. Маслов (1964 г.) в работе по стратиграфии девона западной части Магнитогорского мегасинклинория описывает восемь разрезов: 1) в окрестностях сел. Мамбетово; 2) в 1.3 км восточнее сел. Гадилево, 3) в 1.2 км к юго-западу от сел. Гадилево; 4) по р. Таналык, в 1.2 км ниже пос. Первомайского; 5) в 10—12 км к югу от сел. Гадилево; 6) в 3.5 км юго-западнее сел. Бахтигареево; 7) около сел. Баймурзино. Во всех семи разрезах

гадилевская свита эйфельского возраста, сложенная конгломератами, конглобрекциями и яшмовидными породами, залегает с размывом на вулканогенных породах ирендыкской свиты нижнего девона. В восьмом разрезе, расположенном в 4,5 км к югу от сел. Старый Сибай, на ниже-среднедевонской карамалыташской свите несогласно лежат мелкогалечниковые конгломераты и песчаники улутауской свиты живетского возраста. Предполагается, что гадилевская свита эйфельского возраста в этом разрезе отсутствует в связи с длительным размывом, удалившим породы этой свиты целиком.

П. И. Ноздрин (1956 г.) в разрезе, расположенном в 16 км юго-восточнее г. Баймака, около сел. Баймурзино описывает наложение яшм и туффов улутауской свиты верхов среднего девона на туфы основного состава ирендыкской свиты.

Н. Ф. Решетников (1966 г.) описывает два разреза: 1) по р. Яндык (приток р. Белой), в окрестностях сел. Нижнее Серменево; 2) по правому берегу р. Белой около сел. Азнякина. В обоих разрезах кварцевые и известковистые песчаники и известняки эйфеля в первом разрезе лежат трансгрессивно на известняках силура, а во втором — нижнего девона.

По данным Б. М. Садрисламова, В. В. Тамбовцева и В. Л. Бородиной (1964 г.), в районе сел. Калканово на восточном склоне Южного Урала в пределах Магнитогорского погружения известняки с эйфельской фауной трансгрессивно залегают на туфговых породах лудловского яруса силура.

По А. В. Сидневу (1965 г.), в разрезе по левому берегу р. Аша, против сел. Ивановки, известняки с живетской фауной лежат трансгрессивно на полимиктовых песчаниках «ашинской» свиты.

И. И. Синицын (1960 г.) описывает разрез на правом берегу р. Такаты, в котором гравийные кварцевые песчаники такатинской свиты с эрозийным несогласием залегают на полимиктовых песчаниках «ашинской» свиты. Тот же автор в работе 1965 г. описывает четыре разреза: 1) по р. Белой, в 3 км к северо-востоку от сел. Акавас; 2) по р. Белая, в окрестностях сел. Максютово; 3) по р. Малый Ик, в районе сел. Степановки; 4) по р. Нугуш, около сел. Верхнее Гашево. Во всех четырех разрезах кварцевые песчаники эйфельского яруса (такатинская свита) залегают на доломитах, алевролитах и известняках силура. В районе сел. Денискино такатинские песчаники, по данным того же автора, залегают на аргиллитах, алевролитах и песчаниках «ашинской свиты», а в разрезах по ручью Сияк, в 2,2 км ниже сел. Сияк, и по р. Малый Ик — согласно на известняках нижнего девона.

А. Г. Сульковская (1959 г.) отмечает в разрезе, расположенном в 5,8 км к юго-востоку от пос. Можаровского, несогласное залегание диабазов, туфов, туфоконгломератов улутауской свиты предположительно живетского возраста на диабазах, спилитах и

туфях нижнесреднедевонской, по автору, карамалыташской свиты.

В. П. Твердохлебов (1965 г.) в разрезе по р. Большой Ик, восточнее сел. Мурадымово, отмечает согласное налегание фаунистически охарактеризованных известняков эйфельского яруса на известняках нижнего девона. Ниже приводятся данные о характере структурных взаимоотношений среднего девона с нижнедевонскими или додевонскими отложениями, из рукописных работ.

Т. И. Фролова, Г. Б. Рудник, А. Н. Феногенов, С. В. Чесноков и другие соавторы (1963 г.) в разрезах прииска Ленинского в Миасском районе и в окрестностях сел. Шариповой указывают согласное залегание диабазов карамалыташской свиты, относимой ими к эйфелю, на пироксен-плагноклазовых порфиритах нижнедевонской ирендыкской свиты.

В. С. Шарфман (1955 г.) в разрезах: 1) в 2 км севернее сел. Старое Исянгильдино и 2) в 1 км восточнее сел. Ощепковского, в бассейне р. Таналык, отмечает налегание с перерывом и угловым несогласием яшм бугульгирского горизонта эйфельского яруса на конгломератах и брекчиях баймак-бурибаевской свиты верхнего силура. Тот же автор в работе 1965 г. указывает, что в разрезе, находящемся в 3,5 км севернее сел. Баймурзино на псефитовых туфях ирендыкской свиты несогласно залегают слои туффиты бугульгирского горизонта эйфельского яруса.

Г. И. Водорезов (1959 г.) характеризует три разреза: 1) по водоразделу рек Гайты и Кундызды, в районе севернее Берчогура; 2) в верховьях р. Ауила, 3) по р. Кундызды, в районе горы Басыбай. В двух первых разрезах на зеленокаменных породах силура несогласно лежат обеленные кремнистые породы, яшмоиды, кремнистые алевролиты, песчаники условного нижне-среднедевонского возраста, а в третьем — на силурийских зеленокаменных породах с большим перерывом и угловым несогласием лежат конгломераты, песчаники, сланцы и известняки верхнего девона.

П. И. Климов (1950 г.) описывает три региональных (сводных) разреза: 1) в междуречье р. Урала и его левого притока — р. Колымбай; 2) в окрестностях пос. Кос-Истека; 3) в ауле Чанчар, расположенном западнее, пос. Кос-Истека. В северной части района (разрез первый) балкатская свита условного нижнедевонского возраста, представленная кремнистыми породами с базальными конгломератами в основании лежит несогласно на основных вулканических породах силура. В южной части района (окрестности пос. Кос-Истека) та же балкатская свита с угловым несогласием перекрывает основные эффузивы сакмарской свиты нижнего силура, а ильбичекская свита среднего девона, в свою очередь, с угловым несогласием покрывает как две предыдущие свиты силура и нижнего девона, так местами песчаники и глинистые сланцы ордовика.

По данным А. В. Ключихина (1960 г.), в районе пос. Шубартау Кумакского района, среднедевонская улутауская свита, сложенная слоистыми туфами, туффитами с пачками порфиритов, диабазов и известняков несогласно залегает на суундукской свите силура или на диабазо-спилитовой толще силура—нижнего девона.

По Р. А. Сегедину (1960 г.), в Южных Мугоджарах среднедевонские альбитофиры, андезитовые порфириты и туфы с большим перерывом и угловым несогласием залегают на осадочных толщах разного состава докембрия и нижнего палеозоя. Тот же автор в работе 1965 г. отмечает резко несогласное залегание предположительно живетской толщи конгломератов и брекчий с эйфельской фауной в обломках известняков в разрезах по долинам рек Аралботе, Кокпекты, Улетты.

В разрезе по р. Карабутак, западнее могильника Султан-бек и севернее массива Ак-Чеко, Г. С. Трошин (1961, 1965 гг.) отмечает налегание условно среднедевонских эффузивных и туфогенных пород на породы докембрия.

В. С. Шарфман (1962 г.) в разрезах: 1) в районе сел. Репинского; 2) в окрестностях сел. Поновки, на р. Сухая Губерля и 3) в районе сел. Мамбетово, на р. Танадык, отмечает несогласное налегание среднедевонского (эйфельского) бугулгырского горизонта яшмоидов на разные по возрасту горизонты силура и нижнего девона. В работе 1965 г. тот же автор описывает разрезы: 1) в районе г. Орска; 2) восточнее ст. Кроторошино; 3) севернее пос. Никель; 4) восточнее сел. Анастасьевка. В девоне выделяются карамалыташская свита диабазов, спилитов, яшм и туфов условно ниже-среднедевонского возраста и улутауская свита эйфельско-живетского возраста. В первом из перечисленных разрезов карамалыташская свита залегает несогласно на вулканических породах силура, во втором на тех же вулканических породах силура лежат яшмы и туффиты улутауской свиты; в третьем и четвертом разрезах на карамалыташской свите несогласно лежат яшмы бугулгырского горизонта эйфеля.

Всего в перечисленных печатных и рукописных работах по Южному Уралу и Мугоджарам охарактеризовано не менее 112 конкретных опорных и сводных узкорегональных разрезов со вскрытой границей среднедевонских отложений с подстилающими их нижедевонскими, силурийскими или еще более древними. Из них в 101 разрезе среднедевонские породы (в большинстве разрезов эйфельские) залегают с эрозийным или угловым несогласием на нижедевонских, силурийских или более древних, а согласно только в 11. Эти последние относятся к районам, где верхи силура, нижний девон и низы среднего сложены вулканическими толщами, в которых установить структурный тип контактов между отдельными комплексами бывает весьма трудно, а чаще совершенно невозможно. Большинство из перечисленных

11 согласных контактов приняты исследователями, установившими их, чисто условно, кроме тех случаев, где карбонатные породы эйфеля лежат на таких же породах нижнего девона (правый берег р. Белой, около сел. Азнайкина, по Н. Ф. Решетникову, и в разрезе по р. Большой Ик, восточнее сел. Мурадымово, по В. П. Твердохлебову).

Всего по Уралу в целом в перечисленных работах описано не менее 213 разрезов, в которых можно было наблюдать характер структурных взаимоотношений среднедевонских отложений с нижнедевонскими, силурийскими или нижнепалеозойскими и докембрийскими. Из этого количества средний девон залегает с эрозийным или, чаще, с угловым несогласием на подстилающих его комплексах пород, по нашим подсчетам, в 195 опорных и сводных разрезах для небольших площадей, а согласно на нижнем девоне — в 18 разрезах, почти исключительно таких, где верхи силура, нижний девон и нижняя половина среднего сложены вулканическими породами сходного, преимущественно основного состава.

Хотя приведенные в этой главе данные по 213 разрезам достаточно убедительно свидетельствуют о повсеместном на Урале проявлении позднекаледонских складчатых и колебательных движений земной коры, однако для полноты характеристики этих движений необходимо рассмотреть еще вопрос о позднекаледонских флишевых и молассовых формациях, как показателях орогенических (в тесном смысле) движений, а также о характере тектонических условий, которые установились на Урале в раннедевонскую эпоху после позднекаледонских движений земной коры.

Позднекаледонские молассовые формации Урала

Поскольку большинство исследователей Урала и за его пределами до настоящего времени, как было отмечено во введении к настоящей работе, продолжает считать, что каледонский цикл развития Уральской геосинклинальной области не получил завершения, постольку и вопрос о существовании флишевых и молассовых формаций завершающей орогенной стадии развития Урала в этом цикле не поднимался ими. Поэтому ни работ, в которых бы описывалась каледонская моласса на Урале, ни даже самого этого термина мы в геологической литературе по Уралу не найдем. Между тем, такое положение объясняется не объективными данными о развитии Уральской геосинклинали, а исключительно традицией, удобством мыслить привычными категориями.

Однако позднекаледонская молассовая формация выражена на Урале в такой же мере представительно, как и байкальская и позднегерцинская молассы, охарактеризованные в первом случае Ю. Р. Беккером (1968), а во втором — В. Д. Наливкиным (1951).

И действительно, что, как не каледонскую молассу, представляют те эйфельские конгломераты восточного склона Урала, мощностью в несколько десятков метров, которые протягиваются полосой с севера на юг от широты правых притоков р. Ляпина на Приполярном Урале (около 65° с. ш.) до широты р. Вагран (около 60°), т. е. более чем на 500 км. Севернее эти конгломераты, по данным С. Н. Волкова (1948), известны в бассейне р. Большой Сыни на Полярном Урале, а на юге, вероятно, в Магнитогорском районе (тавалыкский и хасановский горизонты, по С. М. Андронову, 1961).

С. Н. Волков следующим образом характеризует рассматриваемую позднекаледонскую молассовую формацию Приполярного Урала: «Наши данные устанавливают распространение конгломератов низов среднего девона на протяжении всего восточного склона Приполярного Урала (от 64 до 66° с. ш.). Выходы этих конгломератов известны по рекам Грубей, Итья, Хальмерью, Сертынья, Большая и Малая Люля. По всем этим рекам в конгломератах преобладают гальки подстилающих пород. Обычно выходы материнских пород находятся недалеко от выходов конгломератов, включающих гальки этих пород. Размеры галек различны: от долей сантиметров до 10 и более сантиметров. Форма галек обычно округленная или субангулярная. При прослеживании конгломератов по простиранию на сравнительно небольших расстояниях наблюдается изменение галек как по составу, так и по величине. На севере по рекам Грубею, Итью и Хальмерью конгломераты мономиктовые, известняковые. На юге, по рекам Сертынья и Большая Люля, конгломераты представлены полимиктовыми разностями с гальками верхнесилурийских эффузивов, туфов, известняков и интрузивных пород (диоритов, плагиогранитов и др.). ...Эйфельский возраст конгломератов устанавливается по фауне, определенной Д. В. Наливкиным. По рекам Иджидью, Хальмерью и Большая Люля конгломераты местами несогласно залегают на известняках нижнего девона с *Karpinskya conjugula* Tschern. и согласно покрываются эйфельскими известняками с *Gupidula ivdelensis* Khod., *Septalaria septentrionalis* Tschern., *Atrypa colymensis* Nal. и др. Базальный характер конгломератов несомненен. Они залегают несогласно на различных горизонтах нижнего девона и верхнего силура. ... Таким образом, средний девон залегают трансгрессивно на размытой поверхности более древних отложений на всем протяжении восточного склона Северного, Приполярного и Полярного Урала. Нигде мы не наблюдаем угловых несогласий внутри среднепалеозойских толщ. Очевидно, размыв связан с колебательными движениями земной коры. Они происходили главным образом на западных окраинах описываемой территории. В конце нижнего девона эти движения вызвали сокращение морского бассейна. В Северососьвинском районе и на Полярном Урале (в конце нижнего и начале среднего девона)

происходили поднятия и размыв. Эрозия достигла значительной глубины. Здесь были вскрыты лакколиты габбро, диоритов, плагиогранитов и др. На восточной окраине этих областей в первой половине эйфельского века происходило накопление обломочного полимиктового материала» (1948, стр. 40—41). Из цитаты совершенно ясно, что описанные им полимиктовые конгломераты восточного склона Приполярного Урала имеют молассовую формационную природу и образовались в форме конусов выноса при упомянутом С. Н. Волковым поднятии области Урала, расположенной непосредственно к западу от полосы современного распространения конгломератов.

При этом заслуживает особого внимания упоминание автора статьи о том, что угловые несогласия в толще палеозоя, как показатели складчатых движений, в районе распространения конгломератовых толщ отсутствуют. Это обстоятельство сближает палеотектонические условия образования описанных С. Н. Волковым конгломератов с условиями образования «апинских» свит западного склона Южного Урала, молассовая природа которых признается почти всеми геологами.

В долине р. Вагран, в 1 км ниже Крутого Лога, и на правом склоне р. Вагран, около горы Крутой, конгломераты эйфельского возраста, подобные описанным С. Н. Волковым, наблюдал А. С. Шарыпов, описавший их в 1964 г. Конгломератовые толщи эйфельского возраста на восточном склоне Южного Урала, в Магнитогорском районе Тагильско-Магнитогорского геосинклинального прогиба, весьма напоминающие описанные С. Н. Волковым (1948), кратко охарактеризовал С. М. Андронов (1961, стр. 925).

В верхах кобленцкого яруса нижнего девона в районе оз. Банного и долины оз. Узункуль С. М. Андронов выделяет таналыкский горизонт мощностью от нуля до 75 м, который несогласно залегает на размытой поверхности бугулгырской подсвиты кремнистых пород, относящейся к ирендыкской свите лудловского яруса силура, или на вулканогенных породах нижележащей карамалыташской подсвиты той же ирендыкской свиты.

В нижней части таналыкский горизонт сложен конгломератами, а в верхней — известняками. На размытой поверхности известняков таналыкского горизонта кобленца залегает конгломератовый, мощностью 25—50 м, хасановский горизонт, начинающий эйфельский ярус среднего девона; сверху этот горизонт сменяется кремнистыми туффитами и яшмами кусимовского горизонта, а последний — различными туфами и туффитами с преобладающим материалом кварцевых альбитофиров верхнеэйфельского калмыковского горизонта. Таким образом, разрезы верхов нижнего и основания среднего девона обнаруживают многие черты сходства, а конгломераты таналыкского и в особенности хасановского горизонта, так же как и на Приполярном и Северном Урале, — молассовую природу.

На западном склоне Урала позднекаледонские молассовые формации имеют несколько иной формационно-литологический тип: они представлены здесь теми двумя комплексами, из которых нижний на Среднем Урале носит название «ашинской» свиты, а верхний — такатинской. Приведенный выше (гл. I) комплекс растительных спор, богатый количественно и качественной по сохранности, позволяет датировать «ашинскую» свиту Среднего Урала по возрасту как нижнедевонскую, а такатинскую — как нижнеэифельскую.

О. С. Вялов (1965) выделяет в Предкарпатском прогибе два комплекса позднеальпийских моласс (табл. 5 его работы): нижние молассы, образовавшиеся в диапазоне времени от аквитана до гельвета включительно, и верхние, охватывающие отложения от нижнего тортона до нижнего сармата. В абсолютном летоисчислении образование моласс Предкарпатского прогиба заняло время 12—15 млн лет; время образования ашинской и такатинской свит на западном склоне Среднего Урала может быть оценено в 15—18 млн лет, т. е. того же порядка величины, что и образование предкарпатских моласс. Время образования всех трех толщ молассовых образований, выделенных Д. В. Наливкиным в Копетдаге и на Кавказе (от начала миоцена до послепалеогенового времени), так же как на Урале, равно приблизительно 18—20 млн лет.

Краткая характеристика «ашинской» свиты Среднего Урала имеется в работах Н. А. Румянцевой (1958, 1960, 1963), М. Л. Ключиной (1963), Б. Д. Аблизина и др. (1965) и других, а свиты такатинской — на Среднем Урале — в работе Ю. Р. Беккера (1960), а на Южном — С. М. Краузе, М. Ю. Аржавитиной (1959) и др.

Н. А. Румянцева (1960, стр. 167), характеризуя щелочной основной и ультраосновной магматизм западного склона Среднего Урала, следующим образом описывает геотектонические условия его проявления. «Обнаружение на западном склоне Среднего Урала щелочных основных и ультраосновных пород, характерных, как известно, для областей с платформенным и субплатформенным режимом развития, заставляет пересмотреть некоторые взгляды на геологическую историю этой области». К аналогичному заключению приходят и другие исследователи. Основываясь на совершенно иных материалах, они высказывают предположение о том, что западный склон Урала по истории своего развития более тесно связан с платформой, чем с геосинклиналью, и образовался на краевой части Русской платформы за счет ее переработки (Спрингис, 1956; Вербицкая и Гапеева, 1959). Не распространяя свои выводы на всю территорию западного склона Урала, мы должны отметить, что осадочные толщи, к которым стратиграфически приурочены описанные щелочные породы, по литологическому составу, мощности и фациям пород

обнаруживают большое сходство с бавлинскими отложениями чехла Русской платформы, с верхними частями которых они сопоставляются большинством исследователей и по возрасту... Вероятнее всего, эти отложения следует рассматривать как молассы, формировавшиеся на окраине Русской платформы в эпоху каледонских горообразовательных процессов в Уральской геосинклинали».

По вопросу о структурном соотношении ашинской и такатинской свит на Среднем Урале, в бассейне р. Чусовой, М. Л. Ключина (1963б, стр. 50) пишет: «Расчленение верхней части ашинской свиты Среднего Урала позволило установить важный факт залегания покрывающей такатинской свиты среднего девона с размывом, а в ряде мест и с выпадением из разреза верхней ялунической толщи (верхней толщи ашинской свиты, — А. П.). Эти данные свидетельствуют о существовании стратиграфического перерыва на границе ашинской и такатинской свит на Среднем Урале».

О палеогеографических и палеотектонических условиях накопления осадков такатинской свиты среднего течения р. Чусовой Ю. Р. Беккер (1960, стр. 97, 98) пишет следующее: «На границе ашинского и такатинского периодов территория западного склона Урала испытала поднятия, в результате которых большая часть этой области была выведена из-под морского режима».

Наземный рельеф в раннетакатинское время характеризовался наличием пенепленизированных участков, благоприятных для образования коры выветривания. Остатки этой древней и в значительной части размытой коры выветривания мы фиксируем в основании отложений такатинской свиты в виде пестроцветных преимущественно гидрослюдистых образований мощностью около 1 м, наблюдавшихся нами на р. Чусовой близ устья р. Сылвицы и описанных Н. Г. Чочиа и К. И. Адриановой в разрезе по р. Колчим. Признаки былого и более широкого распространения этой коры выветривания мы находим и в отмеченных выше особенностях вещественного состава такатинских песчаников.

В результате упоминавшихся тектонических движений на границе ашинского и такатинского времени на рассматриваемой территории обособились относительно пониженные участки, в которых происходила аккумуляция осадков, и поднятия, служившие областями денудации.

Результаты изучения изменения мощности и вещественного состава такатинской свиты, а также литературные данные по геологическому строению соседних районов позволяют выделить следующие области размыва такатинского времени.

1. Восточная область сноса кластического материала располагалась в водораздельной и приводораздельной частях Урала.

Эта приподнятая область разделялась, вероятно, небольшими понижениями на ряд поднятий. . .

2. Западная область размыва, сложенная главным образом кислыми монцититсодержащими глубокометаморфизованными породами, располагается в такатинское время к западу от г. Красноуфимска. . .

Породы такатинской свиты образовались преимущественно в континентальных условиях. Об этом свидетельствует отсутствие в них морской фауны, наличие наземной флоры и пресноводных рыб. Неоднократно наблюдавшаяся в такатинских песчаниках косая слоистость временных и речных потоков, плохая сортировка обломочного материала, а также почти повсеместное отсутствие карбонатного цемента и ряд других особенностей сближают породы рассматриваемой свиты с аллювиальными, в частности с русловыми отложениями, характерные черты которых рассмотрены Ю. А. Жемчужниковым в 1940 г.).

Палеогеографические и палеотектонические условия начала эйфельского века на западном склоне Южного Урала охарактеризованы в статьях С. Н. Краузе (1957) и М. Ю. Аржавитиной (1959). При этом первый пишет следующее (1957, стр. 81, 82): «Особый интерес и значение в свете палеогеографической реконструкции эйфельского века имеют такатинские отложения.

По поводу генезиса последних в геологической литературе нет единого мнения ввиду их недостаточной изученности. Однако большинство исследователей склонны приписывать им прибрежно-морское происхождение, что, на наш взгляд, является ошибочным.

Такатинские слои западного склона Южного Урала имеют весьма широкое распространение и представлены преимущественно разно- и грубозернистыми кварцевыми песчаниками, содержащими гальки кварца, кварцита и реже полевого шпата размером до 2,5—3 см. Эти песчаники имеют главным образом кварцевый цемент разрастания и содержат небольшое количество устойчивых аксессуарных минералов. Изредка в них встречаются плохо окатанные обломки пород ашинской свиты и кусочки силурийских сланцев (на юге).

Структурные особенности и минералогический состав такатинских песчаников показывают, что составляющий их обломочный материал имеет местное происхождение и образовался за счет разрушения более древних осадочных пород. Ими, по всей вероятности, являлись древние немые толщи, развитые в зоне современного Ямантауского антиклинория, а также отложения ордовика. Эта большая положительная структура имеет древнее заложение. . . и в прошлом, особенно в раннем эйфеле, являлась крупным элементом суши, а следовательно, и источником терригенного материала.

Детальное изучение структуры и особенно текстуры такатинских песчаников из различных разрезов показало, что они являются континентальными образованиями водного происхождения — отложениями типа временных потоков. Это подтверждается такими особенностями, как полное отсутствие в них органических остатков, некарбонатность, плохая сортировка обломочного материала и, главным образом, характером слоистости.

Последняя носит все черты, свойственные слоистости временных потоков (Ю. А. Жемчужников, 1940) и выражается в чередовании грубозернистых косонаслоенных пластов небольшой мощности (7—20 см) с более маломощными мелкозернистыми и горизонтально-слоистыми прослоями.

Такого рода текстуры и структуры наблюдались нами не только в такатинских отложениях широтного течения р. Белой, но и в других более северных районах (реки Урюк, Сиказа, Зилим, Инзер). Это свидетельствует о том, что в начале эйфельского века значительная часть западного склона Южного Урала представляла сушу».

М. Ю. Аржавитина (1959) характеризует такатинские отложения западной, платформенной части Башкирии и, в отличие от С. Н. Краузе, рассматривает их как прибрежно-морские образования, на что, с ее точки зрения, указывают следующие признаки: 1) широкое площадное распространение такатинских отложений не только в Западной Башкирии, но и на всей территории Волго-Уральской области; 2) однообразное строение такатинских отложений; 3) закономерное увеличение мощности в пределах Башкирии с севера и северо-запада на юг и юго-восток; 4) присутствие каевок нарастания на полевом шпате, которые ни разу не были обнаружены среди пресноводных отложений; 5) присутствие мелкого растительного детритуса и почти полное отсутствие растительных отпечатков; 6) присутствие железистых оолитовых пород, которые Н. М. Страховым относятся к типично морским мелководным образованиям; 7) наличие, хотя и в небольшом количестве базального карбонатного цемента.

Автор настоящей работы не занимался специальным изучением такатинских отложений западного склона Урала, однако его маршрутные исследования в 1941 г. по долинам рек Койвы, Вижая и Чусовой с целью изучения угленосных отложений нижнего карбона, в процессе которых попутно были охарактеризованы отложения верхнего и среднего девона в том же Причусовском районе, позволяют считать более правдоподобными цитированные выше представления о генетической формационной природе такатинских отложений С. Н. Краузе (1967) и Ю. Р. Беккера (1960), а не М. Ю. Аржавитиной (1959). Впрочем, она описывает нижнеэйфельские отложения платформенной части

Башкирии, которые могут иметь иное происхождение, чем такатинские образования зоны складчатого Урала, охарактеризованные в упомянутых работах С. Н. Краузе и Ю. Р. Беккера.

**К вопросу о палеотектоническом режиме на Урале
послепозднекаледонских движений земной коры**

В докладе М. В. Муратова и В. Е. Хаина (1968) к XXIII сессии Международного геологического конгресса своевременно поставлен крайне важный вопрос о необходимости ревизии некоторых укоренившихся понятий о геосинклинальных областях, системах, зонах и их эволюции во времени с выделением начальных, ранних, средних и других этапов в процессе превращения в складчатые области, системы или зоны. Своевременность постановки этого вопроса диктуется тем обстоятельством, что очень часто полевыми геологами в упомянутые термины «геосинклиналь», «мио- и эвгеосинклиналь», «геосинклинальная система, или область», «геосинклинальный, или складчатый, пояс», «орогенная структура» или «орогенный пояс», и т. д. вкладывается субъективный смысл, на основе которого ведутся все дальнейшие логические построения. Сказанное в полной мере относится и к Уралу, наиболее хорошо знакомому автору настоящей работы региону.

М. В. Муратов и В. Е. Хаин в упомянутом докладе пишут (стр. 48, 49): «Опыт последних десятилетий и, в частности, детальное регионально-геологическое и геофизическое изучение обширной территории Советского Союза указывает на необходимость четкого разграничения понятий геосинклинальные пояса (области, системы, зоны), орогенные пояса (области, системы, зоны), складчатые пояса (области, системы, зоны) ... Настоящий доклад представляет попытку разобраться в этой проблеме и выявить соотношение между геосинклинальным погружением, орогенезом (понимаемым здесь исключительно как горообразование), и складкообразованием (не включаемым соответственно в понятие орогенеза) ... Геосинклинальное погружение далеко не сразу влечет за собой горообразование и складчатость. С другой стороны, в новейшую тектоническую эпоху в состав Средиземноморского орогенного пояса Евразии, окаймленного передовыми краевыми прогибами, оказались включенными и отдельные участки периферических платформ, не испытавшие в альпийском этапе геосинклинальных погружений. По северной периферии пояса к ним относятся северный склон Центрального Кавказа, северный склон хр. Бауди-Туркестан, Северный Памир, а по южной периферии — внешняя зона Загроса (частично) и Низкие Гималаи ... Аналогичное положение может быть констатировано для Кордильер Северной и Южной Америки, восточные зоны которых включают элементы областей более древ-

них складчатостей — от архейской и протерозойской (Восточные Скалистые горы, Сьерра-Пампа) до герцинской (восточная зона Центральных Анд Перу и Боливии), не участвовавшие в альпийских геосинклинальных погружениях.

Из числа более древних орогенных поясов упомянем герцинский Урал, в состав которого вошли байкалиды Башкирского антиклинория, и байкальский Восточный Саян, ассимилировавший часть своего архейско-раннепротерозойского обрамления».

В первой главе настоящей работы говорилось о том, что современный, не закрытый мезозойскими и кайнозойскими отложениями на востоке, Урал и представляет тип орогенного пояса, сформированного на эпикарельском и эпибайкальском платформенном основании, а не типовую герцинскую геосинклиналь, как принято считать его по установившейся традиции.

Об эпиplatformенном орогенном типе структуры Урала автором говорилось неоднократно и в печати (Пронин, 1964), и в выступлениях на различного рода совещаниях, в частности на Заседании Первой Уральской сессии Научного совета по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии, состоявшейся в г. Свердловске в декабре 1965 года. В опубликованном сборнике докладов на этой сессии¹ нашего доклада не оказалось. Он неизвестно для автора кем и с какой целью был изъят из сборника без его ведома в процессе подготовки к изданию. Поэтому целесообразно привести основные выводы из этого доклада. Обсуждение вопроса о структуре и развитии коры под Уралом заставляет делать заключение и о необходимости создания более совершенной типизации или классификации геосинклиналей с учетом не только характера прогибания земной коры, последовательности образования формаций осадочных и магматических пород, явлений обратимости тектонического режима и других особенностей, учитываемых в существующих классификациях, но и изменения структуры и состава коры в целом и характера ее взаимоотношения с верхней мантией. Уральская геосинклиналь по ее тектоническим условиям в процессе развития не может быть уверенно отнесена ни к одной группе в существующих типизациях геосинклиналей, предлагаемых в работах Г. Штилле (1957, 1964), М. Кэя (1955), В. Е. Хаина (1951, 1964) и др. Урал — это глыбово-складчатая структура глубокого заложения, решающее значение в формировании которой играли вертикальные перемещения блоков не только земной коры, но и расположенных под ними блоков верхней мантии, по крайней мере до слоя Гутенберга.

Выводы, изложенные в этом докладе, так же как и в докладе на тектоническом совещании в Москве в 1963 г. (1964), применительно к Уралу вполне коррелируются с теми идеями об оро-

¹ Глубинное строение Урала. Изд. «Наука», Л., 1968.

генных поясах, которые высказываются в упомянутом докладе М. В. Муратова и В. Е. Хаина (1968).

Мы умышленно остановились несколько подробнее, чем этого требует тема настоящего раздела, на вопросе о структуре Урала, чтобы еще раз подчеркнуть, что он в целом представляет один из типовых образцов орогенных поясов без интенсивной складчатости позднекембрийских и палеозойских отложений с выходом на современную дневную поверхность пород, слагающих различные структурные ярусы земной коры от архейского до верхнепалеозойского. Геосинклиналями в классической интерпретации этого понятия в пределах Урала можно называть только палеозойские погружения или, как их неправильно часто называют, синклиории, такие как Зилаирский, Тагильский, Магнитогорский, Алапаевско-Каменский, Верхнетобольский и некоторые другие. Что касается разделяющих эти прогибы, или геосинклинали, поднятий: Башкирского, Уралтауского, Восточноуральского, Мугоджарского, то они и являются теми ассимилированными в орогенных поясах платформенными блоками, о которых пишут М. В. Муратов и В. Е. Хаин, говоря об Урале и Восточном Саяне.

Переходя к вопросу о том, как можно охарактеризовать тектонический режим зоны Урала после завершения позднекаледонских движений земной коры, необходимо различать две упомянутые категории структурных элементов его тектонического плана — прогибы и поднятия, при этом только на восточном склоне Урала, так как платформенный режим в начале среднего девона в зоне западного склона Урала ни у кого из исследователей сомнений не вызывает. Консолидирующиеся блоки эпибайкальской платформы представляют и зоны поднятий на восточном склоне Урала: Восточноуральское и Восточномугоджарское.

Следовательно, вопрос о тектонических условиях, установившихся после завершения позднекаледонских движений земной коры, может рассматриваться только по отношению к восточноуральским каледонским геосинклиналям: Тагильской, Магнитогорской, Восточноуральской или Алапаевско-Каменской и Верхнетобольской. Рассмотрим каждую из этих геосинклиналей в отдельности.

Тектонические условия Тагильской каледонской геосинклинали после завершения движений земной коры позднекаледонской тектонической эпохи (поздний лудлов—ранний девон) могут быть определены на большей части ее протяжения — от широты г. Ревды до бассейна верхней части р. Северная Сосьва — как условия молодой платформы, или орогенной структуры, характеризующейся наличием на всем этом пространстве брахиморфной пологой пликативной тектоники среднепалеозойских преимущественно вулканических пород. Эта особенность

тектоники, сходная с описанной в гл. I пликативной тектоникой рифейских отложений, подчеркивается в ряде работ, в частности, в работах С. Н. Волкова (1948) — по Северососьвинскому и другим районам Приполярного Урала, Т. В. Диановой (1958) — по восточной части Павдинского района, Н. А. Штрейса (1951) — по Исовскому району.

С. Н. Волков (1948, стр. 41), как отмечалось выше, пишет: «Средний девон залегает трансгрессивно на размытой поверхности более древних отложений на всем протяжении восточного склона Северного, Приполярного и Полярного Урала. Нигде мы не наблюдаем угловых несогласий внутри среднепалеозойских толщ. Очевидно, размыв связан с колебательными движениями земной коры. Они происходили главным образом на западных окраинах описываемой территории».

В работе Т. В. Диановой (1958, стр. 26, рис. 7) приведена схема тектоники восточной части Павдинского района, в окрестностях пос. Старая Ляля. В этом районе развиты преобладающе вулканические породы нижнего и верхнего лудлова и известняки; нижний и верхний лудлов разделены повсеместным перерывом, при этом последний вместе с нижним девонем образует местный верхний структурный этаж. Пликативная тектоника района характеризуется наличием пологих брахиморфных структур, длинные оси которых не имеют строгой ориентировки. Эти структуры тождественны тем брахиструктурам в толще верхнего докембрия, которые изображены на рис. 1. Из 56 значений элементов залегания, нанесенных на тектонической схеме в работе Т. В. Диановой (рис. 6), в 41 пункте углы падения лудловских пород изменяются от 6 до 30°, т. е. пологие (они составляют 73% от общего количества замеров), в 12 пунктах углы средние, т. е. от 31 до 60° (12% от общего количества), и в 3 пунктах замерены углы: в 2—70° и в одном — 80° (6% от общего количества замеров). Азимуты линий падения варьируют в пределах 360°.

В 1964 г. автором также были произведены маршрутные наблюдения по р. Ляле, в окрестностях пос. Старая Ляля, и рассмотрены керн довольно многочисленных буровых скважин, пробуренных с поисковыми целями на участках в районе пос. Старая Ляля. Наши наблюдения полностью подтвердили интерпретацию пликативной полого-складчатой тектоники района, данную Т. В. Диановой.

Н. А. Штрейс (1951, стр. 289), характеризуя Туринскую наложенную мульду при описании морфологии тектонических структур Исовского района, говорит следующее: «В окрестностях пос. Нижняя Тура северный борт мульды образует два больших „языка“, разделенных Шайтанской антиклиналью. Западный язык, протягивающийся с север-северо-запада на юго-юго-восток, имеет ширину 4 км. Он проектируется на местность в виде почти идеальной формы подковы, обращенной своей от-

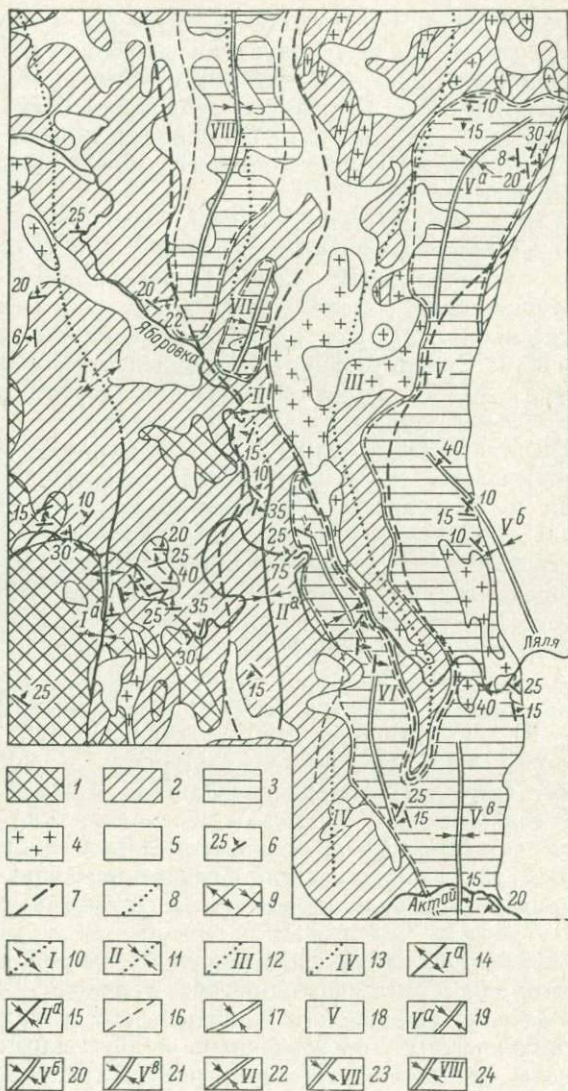


Рис. 6. Схема тектоники восточной части Павдинского района (по Т. В. Диановой, 1958).

1 — отложения лlandoверн-вендока; 2 — отложения нижнего лудлова; 3 — отложения верхнего лудлова и нижнего девона; 4 — интрузивные горные породы; 5 — третичные и четвертичные отложения; 6 — элементы залегания толщ горных пород; 7 — границы доверхнеудловских тектонических форм; 8 — оси крупных доверхнеудловских складок; 9 — оси более мелких антиклиналей и синклиналей внутри доверхнеудловских крупных складок; 10 — Западная антиклиналь; 11 — Центральная синклиналь; 12 — Латинская антиклиналь; 13 — северное окончание антиклинали Караульской сопки; 14 — Старолялинская антиклиналь; 15 — Гарниковская синклиналь; 16 — границы послеверхнеудловских форм; 17 — оси послеверхнеудловских складок; 18 — Восточная синклиналь; 19 — Питателевская синклиналь; 20 — Ключевская синклиналь; 21 — Мурзинская синклиналь; 22 — Половинковская синклиналь; 23 — синклиналь долины р. Кормовой; 24 — синклиналь долины р. Поперечной.

крытой стороной на юго-восток. В его строении участвуют горные породы верхнего лудлова—даунтона и жединского века, простирая отдельных горизонтов которых отчетливо обрисовывают синклинальное строение. Ортофиры, осадочные брекчии и песчаники юго-западного крыла этой синклинали, хорошо обнаженные на северном берегу Нижнетуринаского пруда, падают на северо-восток под углами $20-30^\circ$.

На пологое моноклиналиное падение трахитовых порфиров верхнелудловско-нижнедевонского возраста в Тагило-Кушвинском районе указывает Н. С. Чурилин (1963, стр. 237). «В Тагило-Кушвинском районе, — пишет он, — образование комплекса трахитовых порфиров датируется верхним лудловом—нижним девоном. Сравнительно с лежащими ниже свитами породы комплекса слабо дислоцированы, при восточном падении находятся в пологом моноклиналином залегании».

В. Н. Авдонин (1963, стр. 213), описывая кайнотипного облика гиалобазальты на р. Шегультан в Ивдельском районе, говорит: «На р. Шегультан в обнажении высотой около 10 м и длиной 100—120 м вскрывается грубослонистая толща с видимой мощностью 30—40 м с чередованием пластов туфа и гиалобазальта. Породы падают к востоку под углом $8-10^\circ$. Мощность слоев туфа — 1,5—3 м, гиалобазальта — 1—2 м».

Наконец, группа геологов ВСЕГЕИ: А. Г. Кондайн, О. А. Кондайн, Е. А. Мазина, А. С. Мельников, Ю. Е. Молдованцев, О. А. Нестоянова, И. А. Петрова, Н. П. Румянцева, В. М. Сергиевский и Ю. Д. Смирнов (1968), характеризуя в докладе к XXIII сессии МГК тектонику, магматизм и металлогению Урала, пишут (стр. 67): «В среднеуральской части Тагило-Магнитогорской зоны, где находились наиболее жесткие структуры доуральского фундамента, в позднем лудлове—раннем девоне формационный ряд заканчивается образованием базальто-трахитовой формации с субвулканическими интрузиями сиенит-порфиров».

Таким образом, из приведенных данных можно сделать заключение, что для Тагильского прогиба в районе Тагило-Кушвинском, Исовском, Павдинском и Ивдельском складчатая тектоника вулканических и осадочных толщ характеризуется широко, если не исключительным, распространением пологокупольных складок, только местами, так же как в описанных в гл. I толщах рифея, осложненных линейными и более напряженными складками, по-видимому, более позднего происхождения. Эти купольные структуры в позднелудловско-раннедевонских осадочных и вулканогенных толщах, равно как состав этих последних (базальто-трахитовые формации: гиалобазальты и трахитовые порфиры), свидетельствуют об установлении на всем пространстве Тагильской геосинклинали в позднелудловско-раннедевонское время тектонического режима молодой эпикаледон-

ской платформы и развитии в это время вулканизма субсеквентного характера.

Об установлении на упомянутом отрезке Тагильской геосинклинали режима молодой платформы после позднекаледонских движений земной коры свидетельствует и наличие предэйфельской латеритной коры выветривания нижнедевонских и силурийских пород.

И. И. Плотников и Е. Д. Миловидов (1962, стр. 61) следующим образом характеризуют условия образования Североураль-

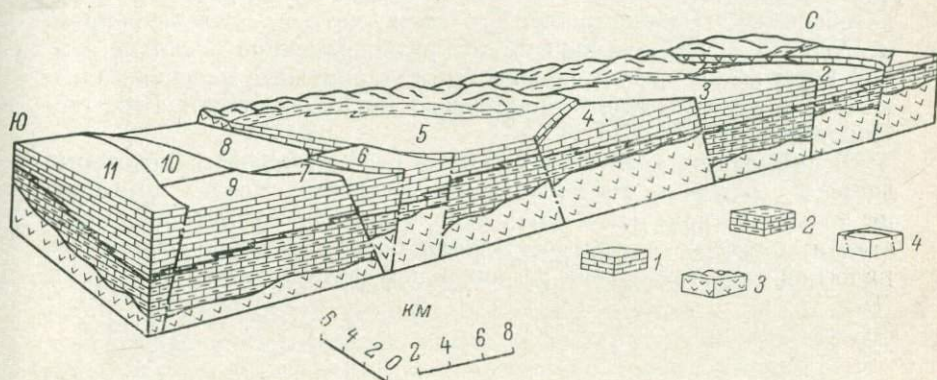


Рис. 7. Блок-диаграмма дорудной тектоники Североуральского бокситового бассейна (по Е. С. Гуткину и Ю. М. Родченко, 1965).

1 — известняки светлые рифовые (петропавловская свита, D₁); 2 — известняки, глинистые сланцы, песчаники и конгломераты (сарайная свита, S₂² — D₁¹); 3 — порфиры (сосвинская свита, S₂³); 4 — линии дорудных тектонических нарушений.

ских месторождений бокситов: «Североуральские месторождения бокситов формировались в континентальных условиях при общем погружении геологической структуры. Континентальные условия запечатлены своеобразным карстовым рельефом известняков, строением рудного тела, обусловленным суффозионно-карстовыми процессами, древними карстовыми полостями с бокситовидным заполнителем».

Е. С. Гуткин (Гуткин и Родченко, 1963), положивший много труда на детальное изучение месторождений бокситов Североуральского района в процессе их разведок, в своей диссертационной, пока не опубликованной, работе (1964 г.) приводит очень показательную блок-диаграмму дорудной тектоники бокситового бассейна (рис. 62 его работы), воспроизведенную на рис. 7. Горизонтальное залегание позднепалеозойских и раннедевонских известняков, блоковая структура с ограничением отдельных блоков почти вертикальными разрывными нарушениями также, по нашему мнению, свидетельствует о платформенных, а не о геосинклинальных условиях Североуральского района в раннеэ-

фельское или позднекобленцкое время, перед началом формирования бокситовых залежей и пород бокситоносного субровского горизонта.

В течение всего послераннеэфельского времени до современности включительно вся рассмотренная часть Тагильской позднекаледонской геосинклинали представляла область завершенной складчатости, или эпикаледонскую платформу, на которой геосинклинальные условия уже не восстанавливались.

Что касается Северососьвинского района Тагильской, большей части площадей Магнитогорской, Алапаевско-Каменской и Верхнетобольской геосинклиналей, то здесь, хотя на рубеже раннего и среднего девона и имело место кратковременное поднятие земной коры выше уровня океана, геосинклинальные условия сохранились в течение всего герцинского цикла эволюции этих геосинклиналей.

В следующих трех главах работы рассматриваются некоторые вопросы истории тектонического развития Урала, имеющие не только региональное, уральское значение, но могущие представлять интерес и при обсуждении более общих проблем исторической и сравнительной региональной геотектоники.

**К ПРОБЛЕМЕ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ
В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ (СКЛАДЧАТЫХ) ПОЯСОВ
НА ПРИМЕРЕ УРАЛА**

Нет и не может быть жесткой схемы, в которую укладывается магматическая эволюция пояса. Возможное количество вариаций в развитии магматизма много больше, чем было и есть поясов на земле. Поэтому история магматизма должна устанавливаться для каждого путем изучения фактов.

Ю. М. Шейнманн. Некоторые черты эволюции магматизма складчатых поясов, 1958.

Среди значительной части геологов Советского Союза в последние годы приобрела популярность разработанная Ю. А. Билибиным в середине 50-х годов (Билибин, 1955) гипотеза о моноциклическом развитии магматизма в геосинклинальных областях. Согласно этой гипотезе, на первых этапах развития всякой геосинклинальной области господствующая роль принадлежит ультраосновному и основному магматизму, в результате которого образуются соответствующего состава как эффузивные, так и интрузивные породы. В более поздние этапы, но еще в первой половине истории эволюции геосинклинальных областей, ведущая роль переходит к основным и среднего состава экструзивным и интрузивным породам и среди последних образуется ряд пород от габбро до плагιοгранитов с соответствующими эффузивными эквивалентами. Время образования плагιοгранитов соответствует завершению геосинклинальной стадии развития областей и переходу к стадии инверсионной, или орогенной. Эта последняя характеризуется внедрением крупных батолитовых многофазных интрузий гранитов. В поздние этапы образовавшаяся на месте геосинклинали складчатая область насыщается мелкими посторогенными интрузиями и дайками преимущественно гранитоидных пород.

Охарактеризованная последовательность в эволюции магматизма геосинклинальных (складчатых) областей в представлении сторонников изложенной концепции не зависит ни от временных границ истории развития той или другой геосинклинальной области в общей геохронологической и биостратиграфической шкале, ни от положения ее в общем структурном плане земной коры.

Согласно представлению некоторых уральских геологов, магматизм Урала также развивается в соответствии с моноцикличе-

ской схемой (Сергиевский, 1958, 1960, 1963, и др.; Сергиевский и Петрова, 1962, и др.).

Исследования автора по выяснению геологического возраста ультраосновных интрузий Урала (Пронин, 1944, 1948, 1962, 1963а, 1963б, 1965) и тектонической позиции уральских гранитов привели его к заключению о том, что цикличность в развитии магматизма Урала того типа, который описывается в работах В. М. Сергиевского (1958, 1960, 1963) и некоторых других уральских геологов, отсутствует, и что магматизм ультраосновного и гранитного типов развивался в пределах Уральской геосинклинальной области одновременно или параллельно в хронологических рамках позднепротерозойского (рифейского), палеозойского и раннемезозойского времени, проявляясь, однако, в различных структурных ее зонах.

Ультраосновные интрузии в течение среднего и позднего палеозоя внедрялись в пределы зон расположения глубинных разломов, разграничивающих крупнейшие долгоживущие структуры (геосинклинали и тектонические поднятия или срединные массивы), а гранито-гнейсовые комплексы — в пределах ядер этих последних. Остановимся кратко на тех данных, которые подтверждают высказанное соображение об одновременности или параллельности развития ультраосновного и гранитного магматизма Урала на протяжении всей геосинклинальной и орогенной истории его развития.

Ультраосновной магматизм

Характеризуя геотектонические условия и возраст палеозойских ультраосновных пород Урала, автор в 1963 г. писал (Пронин, 1963б, стр. 260): «Магматическая деятельность перидотитового типа в палеозое сосредоточивалась в ... зонах расположения глубинных разломов, которые сформировались еще в нижнем палеозое или еще раньше и продолжали развиваться до верхнего палеозоя, становясь периодически активными в отношении магматической деятельности. Начиная с позднекембрийского или раннеордовикского времени, когда образовался габбро-перидотитовый платиноносный пояс, с каждой следующей крупной фазой складчатости в зоны разломов поступали новые порции перидотитового и базальтоидного магматического материала, образуя в них разновозрастные петрографические формации. Таким образом, с раннего палеозоя до конца раннего карбона, когда интрузивная деятельность перидотитового типа, по-видимому, резко сократилась, в пределах одних и тех же зон глубинных разломов сформировались сложные по строению и по возрасту входящих в их состав интрузий пояса, из которых главные расположены в периферийных, а второстепенные — во внутренних частях тектонических погружений».

В этой работе автором в пределах Среднего и Южного Урала выделены 8 поясов ультраосновных и основных интрузий (с запада на восток, рис. на стр. 256 статьи): Нязепетровский, Зилаирско-Губерлинский, Платиноносный, Миасско-Сакмарский, Тагильско-Серовский, Салдинско-Свердловский, Асбестовско-Режевский, Алапаевско-Челябинский.

Позднее И. А. Малахов (1966, рис. 2) в рамках всего Урала выделяет уже 13 поясов (рис. 8), различая среди них внешние, расположенные на границах основных тектонических поднятий и погружений, и внутренние, локализованные во внутренних частях этих важнейших структур. К внешним поясам им отнесены: I — пояс малых интрузий на западном склоне Урала (I¹ — Вишерская ветвь, I² — Сарановская ветвь), II — Хадытинско-Войкаро-Салатимский, III — Платиноносный, IV — Уфалейско-Кемпирсайский, V — Серовско-Невьянский, VI — Миасско-Кацбахский, VII — Алапаевско-Теченский, VIII — Айдырлинско-Татищевский, IX — Полтавско-Киембайский, X — Джетыгаринско-Аккаргинский. К внутренним поясам им отнесены: XI — Зилаирский, XII — Салдинско-Сысертский, XIII — Шевченковско-Джетыкульский.

Высказанное в цитированном выше отрывке со-



Рис. 8. Схема расположения поясов ультраосновных массивов на Урале (по И. А. Малахову, 1966).

ображение автора о наличии в пределах одного и того же пояса интрузий ультрабазитов различного в широком диапазоне времени возраста находит подтверждение и в высказываниях других исследователей.

Вопросу о возрасте ультрабазитов Урала уделено специальное внимание в работах Н. И. Архангельского (1953), Л. Д. Булькина (1962а, 1962б), Г. И. Водорезова (1961), Г. И. Водорезова и Х. С. Розман (1956), С. Н. Волкова (1948, 1960), С. С. Горехова, В. С. Шарфмана и Г. Б. Рудника (1962), Б. П. Кротова (1915), Е. А. Мазиной и О. К. Ксенофонтова (1961), И. А. Малахова (1966), Н. Ф. Мамаева (1961а), Ю. Е. Молдаванцева (1963), А. А. Петренко (1953), А. А. Пронина (1944, 1948, 1962, 1963а, 1963б, 1965), Ю. Д. Смирнова (1959), Ю. Д. Смирнова и А. А. Кухаренко (1960), Т. И. Фроловой и Г. Б. Рудника (1961), Е. А. Шумихина (1963). Попутно касаются этого вопроса многие авторы в работах по общим вопросам геологии и петрологии Урала.

Н. И. Архангельский, касаясь возраста ультрабазитов Тагильско-Серовского пояса, пишет (1953, стр. 61): «На серпентинитах отдельными разобщенными участками лежат туфы основных эффузий среднедевонского возраста, представляющие остатки пород кровли (ксенолиты), а не останцы трансгрессивно залегающей толщи. Это обстоятельство указывает на послесреднедевонский, варисский возраст гипербазитовой интрузии».

Л. Д. Булькин (1962а), специально изучивший гипербазиты восточного склона Южного Урала, по вопросу об их возрасте пришел к следующему заключению (стр. 73): «На основании приведенного фактического материала имеется возможность довольно уверенно выделить на Урале следующие возрастные группы ультраосновных пород: нижнекембрийскую, ордовикскую, силурийскую, среднедевонскую, верхнедевонскую и каменноугольную. В большинстве поясов выделяются ультраосновные интрузии нескольких возрастов. В частности, к западному тектоническому ограничению Тагильско-Магнитогорского погружения приурочены интрузии ордовикского, силурийского, среднедевонского, верхнедевонского и каменноугольного возрастов, в Серовско-Капбахском поясе находятся досреднедевонские, среднедевонские, верхнедевонские и каменноугольные интрузии гипербазитов; в Баженовско-Айдырлинском поясе — нижнесреднедевонские и позднеамюрские; в Алапаевско-Подольском поясе — нижнекембрийские, кобленц-эйфельские, средневизейские и позднеамюрские; в Джетыгаринско-Аккаргинском — досреднедевонские и позднеамюрские; в Узункурском поясе — средне-нижнедевонские и каменноугольные».

Г. И. Водорезов и Х. С. Розман (1956, стр. 27) относительно возраста ультрабазитов Южного Урала высказывают следующее: «Анализ полученных данных дает основание полагать, что

на Южном Урале существуют интрузии гипербазитов нескольких фаз — докембрийской, нижнепалеозойской, широко распространенной среднедевонской и посленижнекаменноугольной».

С. Н. Волков (1960, стр. 83) в вопросе о возрасте интрузий габбро-перидотитовой формации северной части Тагильского синклинория придерживается той точки зрения, что «для этих интрузий в настоящее время получены достаточно достоверные данные в отношении их доэйфельского возраста. Они ... имеют секущий интрузивный контакт с палеонтологически охарактеризованными отложениями низов силура. Кроме того, гальки этих интрузий встречаются в эйфельских конгломератах бассейна р. Ятрия и по р. Большая Сосьва. Очевидно, эти интрузии скорее всего имеют силуро-нижнедевонский возраст».

С. С. Горохов, В. С. Шарфман и Г. Б. Рудник (1962), касаясь возраста гипербазитовых интрузий Южного Урала, указывают, что их данные (стр. 646) свидетельствуют о наличии «докембрийских, силурийских, девонских и каменноугольных гипербазитовых интрузий, но отнюдь не исчерпывают все имеющиеся материалы по этому вопросу, подтверждающие существование на Южном Урале разновозрастных и многофазных интрузий».

Б. П. Кротов еще в 1915 г. указывал на присутствие в пределах Мпасско-Сакмарского пояса как досилурийских, так и посленижнекаменноугольных серпентинитов, которые образовались в результате того, что «габбро-перидотитовая магма была вдавлена в пласты сложенных в складки среднедевонских и нижнекаменноугольных известняков. Из этого факта вытекает заключение, что интрузия габбро-перидотитовой магмы произошла позднее нижнекаменноугольного периода, или, во всяком случае, не ранее конца нижнекаменноугольного периода».

Е. А. Мазина и О. К. Ксенофонов (1961) в таблице, приложенной к их работе, в Центральнотургайской структурной зоне выделяют гипербазиты намюрского возраста, а в зоне Прикокчетавской — кемброордовикского комплекса ультраосновных пород.

На Южном Урале, а именно: «в южной части Брединского района, — пишет Н. Ф. Мамаев (1961а, стр. 9, 10), — в долине р. Кара-Ай слюдоносные пегматиты, связанные с Наследницкой гранитной интрузией, абсолютный возраст которой 500 млн лет (Овчинников и др., 1957), пересекают рассланцеванные серпентиниты, образующие маломощные залежи среди инъекционных гнейсов и амфиболитов, условно протерозойского возраста (каменнодольская свита)... Существование докаменноугольных серпентинитов нами установлено также в районе западнее г. Троицка, где они составляют многочисленные залежи среди слюдяно-кварцитовых сланцев и кварцито-песчаников условно нижнепалеозойского или верхнепротерозойского возраста. Выходы таких серпентинитов наблюдаются по р. Санарке вблизи ее

впадения в р. Уй. На них здесь непосредственно налегают ... известняки с фауной среднего или верхнего визе, заключающие в низах большое количество угловатых или слабоокатанных обломков подстилающих их серпентинитов».

Ю. Е. Молдавандцев (1963, стр. 140—143), характеризуя историю магматизма северной части Урала, устанавливает здесь две возрастных группы гипербазитов: докембрийскую (байкальскую) и каледонско-герцинскую.

А. А. Петренко (1953, стр. 266 и 274) в Северных Мугоджарах также выделяет ультрабазиты, как каледонские, куда он относит Кемпирсайский массив, так и герцинские, к которым принадлежат породы Кумакского массива.

Ю. Д. Смирнов (1959, стр. 32, табл. 1) выделяет две эпохи образования ультрабазитов на западном склоне Среднего Урала: доверхнеордовикскую, в которую сформировались малые интрузии Вишерского пояса, и позднеелландоверийскую, когда образовались серпентинизированные перидотиты Сарановской интрузии. Несколько позднее Ю. Д. Смирнов и А. А. Кухаренко (1960, стр. 64) следующим образом характеризовали ультраосновной магматизм западного склона Среднего и Северного Урала: «Время формирования этого (Салатимского, — А. П.) пояса вероятнее всего относится к верхнему ордовику, поскольку гипербазиты хребта Салатим прорывают средне-верхнеордовикскую сланцево-вулканогенную толщину, а галька сходных с ними пород установлена в базальных конгломератах силура».

Т. И. Фролова и Г. Б. Рудник (1961, стр. 96, рис. 1) выделяют в пределах Кемпирсайского (по нашему делению, Миасско-Сакмарского) пояса в Миасском районе Магнитогорского погружения долудловский (?), среднедевонский и поствизейский перидотитовые комплексы и верхнедевонский габбро-пироксенитовый комплекс, в Узункурском поясе (восточная зона того же Миасско-Сакмарского пояса, — А. П.) — среднедевонский габбро-перидотитовый комплекс, а в Восточном поясе, ограничивающем Магнитогорское погружение с востока, — долудловский (?) перидотитовый комплекс,

Наконец, Е. А. Шумихин (1963, стр. 299) считает, что «различный возраст ультраосновных массивов западного крыла Магнитогорского синклиория (силурийский, среднедевонский и верхнепалеозойский) свидетельствует о том, что «внедрение перидотитовой магмы, с которой связано формирование ультраосновных массивов, происходило как в период заложения, так и во время консолидации этой структуры».

Одним из наиболее существенных новых фактов, касающихся Миасско-Сакмарского пояса серпентинитов, является установление нами в двух пунктах прорывания небольшими телами серпентинитов пачек конгломератов, содержащих в гальках известняков верхневизейскую или даже среднекаменноугольную фауну фора-

минифер. Первый из этих пунктов расположен в 1 км к востоку от горы Кушташ в окрестностях пос. Миндяк, а второй по р. Урда — правому притоку р. Малый Кизил, в окрестностях селений Абзаково и Мухаметово. В первом пункте небольшая интрузия серпентинитов прорывает известняковую брекчию, в обломках известняков которой содержится фауна фораминифер смешанного по возрасту состава, состоящая из следующих форм: *Earlandia elegans* (Raus. et Reitl.), *Tuberitina minima* Sul., *T. maljavkini* Mikh., *Glomospira gordialis* var. *irregularis* Raus., *Ammodiscus* sp., *Tolipamina* sp., *Lituotubella* sp., *Plectogyra* sp., *Eostafella* sp., *Paleotextularia* cf. *consobrina* var. *intermedia* Lip., *Tetrataxis paraminima* Viss., *Archaediscus krestovnikovi* Raus.¹ Эта фауна определяет возраст известняковых брекчий не древнее верхневизейского, но не исключает и более молодой (башкирский или намюрский). На р. Урда небольшое линзообразное тело серпентинитов прорывает толщу конгломератов, содержащих глыбы известняков до 50 см в поперечнике с фауной: *Plectogyra* sp., *Globoendothyra* sp., *Endothyropsis crassus* (Brady), *Pseudoendothyra pritonensis* (Grozd. et Leb.), *Paleotextularia* ex gr. *consobrina* Lip., *Archaediscus* cf. *moelleri gigas* Raus. (опред. Н. П. Малаховой), а также с амфипорами. Все перечисленные виды фораминифер являются верхневизейскими, а *Pseudoendothyra pritonensis* встречается даже в башкирском ярусе среднего карбона. Таким образом, и здесь конгломераты по возрасту относятся либо к самым верхам нижнего, но более вероятно, к среднему или даже верхнему карбону.

Следовательно, серпентиниты, прорывающие упомянутые брекчи и конгломераты, являются верхнепалеозойскими, т. е. «запрещенными», по моноциклической схеме, в поздние этапы развития геосинклинальных областей. В соответствии с этой схемой В. М. Сергиевский (1948) и Б. М. Романов (1949, 1958) определяли возраст интрузий ультрабазитов Миасско-Сакмарского пояса как позднесилурийско-раннедевонский (доэфельский). Этот возраст приписывался интрузиям пояса обими авторами в связи с тем, что они предполагали расположение в западной части Урала более древних поясов ультрабазитов, а в восточной наиболее молодых, т. е. допускали миграцию во времени ультраосновного магматизма в направлении с запада на восток. Приведенные выше данные других исследователей и личные наблюдения автора показывают, что такая концепция развития этого типа магматизма Урала не подтверждается.

¹ Определение фораминифер всюду, кроме особо оговоренных случаев, — Т. В. Прониной, а остракод — Г. Г. Зенковой.

В отношении гранитных интрузий Урала большинство исследователей придерживается мнения, что подавляющее большинство нормальных гранитов здесь образовалось в позднепалеозойское (пермское) время, т. е. в инверсионную стадию развития герцинской геосинклинали Урала. Такое представление, однако, как показали исследования автора, помимо недостатка новых работ по истории тектонического развития и истории магматизма Урала, объясняется еще и одним историческим недоразумением, а именно: неправильным определением при детальном геологическом съемках довоенного времени возраста некоторых мощных толщ осадочных пород, развитых на обширных площадях его восточного склона. Такими толщами являются в первую очередь терригенные и кремнистые породы, углистые, или графитчатые. Этот их признак явился при съемках 20-х—30-х годов причиной к отождествлению их с нижнекаменноугольными угленосными отложениями (Мирлин, 1937, и др.), также пользующимися на обоих склонах Урала местным распространением. Внутри площадей развития этих предположительно нижнекарбоновых угленосных отложений во многих районах восточного склона Урала расположены массивы гранитов и гнейсов. Отсюда в значительной мере и возникло представление о том, что подавляющее количество гранитов восточного склона Урала имеет посленижнекаменноугольный возраст. Хотя в последнее время для углистых и графитчатых пород, вмещающих граниты, был доказан докембрийский и нижнепалеозойский возраст, концепция о посленижнекаменноугольном возрасте восточноуральских гранитов продолжает оставаться в силе.

Предположение о посленижнекаменноугольном возрасте гранитов Урала послужило логическим основанием и другой концепции, а именно, что все гнейсы и кристаллические сланцы восточного склона Урала обязаны своим происхождением контактно-воздействию верхнепалеозойских гранитных интрузий на различные по составу и возрасту палеозойские породы, т. е. что области распространения гнейсов и кристаллических сланцев здесь являются контактными метаморфическими ореолами гранитных плутонов.

Наблюдения автора в областях распространения гранитов и ассоциирующихся с ними орто- и парагнейсов близкого к гранитам состава, а также амфиболитов и различных кристаллических сланцев, установили ряд тектонических закономерностей, которые позволяют рассматривать гранито-гнейсовые комплексы как палингенетические (анатектические) образования, т. е. как переработанный в рифейское и палеозойское время метасоматическими, магматическими и тектоническими процессами докембрийский фундамент с резко выраженными местами процессами реомор-

физма, обусловившими омоложение по абсолютному возрасту тех минералов, по которым производится определение абсолютного возраста пород. Эти процессы особенно интенсивно протекали в некоторых зонах современного восточного склона Урала, где земная кора, в результате раздробленности древнего кристаллического фундамента обладала повышенной проницаемостью для гранитизирующих эманаций.

Изучение условий тектонической локализации гранитов и гнейсов в общей структуре Урала, а также пространственных и возрастных соотношений различных типов пород внутри самих гранито-гнейсовых полей, позволяет наметить их следующие специфические особенности.

1. Гнейсовые комплексы занимают строго определенное структурное положение: они всюду выступают на дневную поверхность в ядрах крупных брахиантиклинорий, крылья которых сложены докембрийскими и нижнепалеозойскими толщами.

2. Как показал опыт последних лет детального изучения и геологического картирования некоторых из этих брахиантиклинорий, таких, например, как Уфалейский, Ильменогорско-Сысертский, Салдинский, Адуйско-Мурзинский, Кочкарский и некоторых других, граниты среди парагнейсов имеют относительно незначительное развитие, локализуясь либо в виде конкордантных даек и пластовых интрузий длиной до нескольких километров и мощностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров, либо в виде более изометричных небольших интрузий с весьма неясными границами с вмещающими их гнейсами.

3. Об образовании парагнейсов и кристаллических сланцев задолго до внедрения в них каких-либо палеозойских магматических пород свидетельствует и тот факт, что местами на денудированной поверхности гнейсов залегают относительно слабо метаморфизованные рифейские и палеозойские песчаники и конгломераты, содержащие в обломках подстилающие их глубоко метаморфизованные породы. Конкретный случай такого соотношения позднекембрийских или кембрийских конгломератов и дорифейских гнейсов имеет место, в частности, в Салдинском районе, в окрестностях сел. Медведево.

4. Однако наиболее убедительным доводом в пользу происхождения восточноуральских гранитов и гнейсов за счет переработки докембрийского фундамента и частично за счет наиболее древних палеозойских осадочных пород является изменение в широком диапазоне значений абсолютного возраста гранитов и гнейсов в пределах одних и тех же упомянутых брахиантиклинальных структур, при этом без какой-либо закономерной пространственной группировки этих значений в пределах того или иного брахиантиклинория.

В настоящее время имеется около 730 определений абсолютного возраста уральских гранитоидов, произведенных различными

методами в ряде лабораторий Советского Союза, но главным образом в лаборатории Института геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР и в лаборатории Горно-геологического института Башкирского филиала АН СССР.

Граниты и гнейсы распространены в пределах главных тектонических поднятий Урала (Башкирского, Уралтауского, Восточноуральского, Восточномугоджарского и др.), образуя, так же как ультрабазиты, ряд поясов. Поскольку докембрийский возраст гранитов и гнейсов в пределах Башкирского поднятия ни у кого не вызывает сомнений, мы остановимся только на более восточных поднятиях, начиная с зоны Уралтау.

Массивы гранитов и гнейсов в пределах Уралтауского поднятия встречаются почти на всем его протяжении, от бассейна р. Харбей на севере до верховьев р. Белой на юге. Данные об абсолютном возрасте гранитоидных пород этой зоны не так уж многочисленны и относятся почти исключительно к массивам Харбейскому, группе небольших массивов Приполярного Урала, Уфалейскому массиву, а также Губенскому и Рябиновскому массивам, расположенным в северной части Южного Урала.

Для гнейсов Харбейского массива в лаборатории РИАН СССР были получены по 8 пробам возраст от 1700 до 2500 млн лет. А. А. Краснобаев в лаборатории Института геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР получил для диорито-гнейса того же массива возраст в 615 млн лет, а М. А. Гаррис (1964) — 458, 398 и 386 млн лет.

М. В. Фишман (1964) для массивов Приполярного Урала, по определениям в лабораториях РИАН СССР и Дагестанского филиала АН СССР, указывает следующие значения для гранитов по отдельным массивам: Николайшорский — 250, 490; Малдинский — 260, 290, 335 и 525; Кожимский — 300; Народинский — 300; Лапчавожский — 340; Неройско-Патокский — 350; Маньинский — 370; Банный — 394; Игшорский — 430; Паркунский — 490 и 518; Сальнерский — 521 млн лет.

Для гранитов и гнейсов Уфалейского массива на Среднем Урале в работах Н. И. Ступниковой, С. И. Зыкова, Д. А. Минеева (1962), М. А. Гаррис (1961), Л. Н. Овчинникова (1963), Л. Н. Овчинникова и М. А. Гаррис (1960), Г. А. Кейльмана (1960), а также в рукописных материалах А. А. Краснобаева приводятся цифры: 1470, 1215, 1210, 1050, 510, 490, 480, 446, 445, 430, 370, 355, 342, 315 и 280 млн лет.

Граниты и гнейсы Губенского массива, расположенного в районе г. Златоуста, по опубликованным данным М. А. Гаррис (1961, 1964), Л. Н. Овчинникова, В. А. Дунаева и А. А. Краснобаева (1964) и рукописным данным А. А. Краснобаева и В. И. Ленных, имеют возрасты: 1380, 1314, 1287, 1180, 1040, 450, 406, 404, 402, 401, 375 млн лет.

Таким образом, в пределах Уралтауской зоны максимальный

возраст (2500 млн лет) имеет образец гнейса из Харбейского массива, а минимальный — 250 млн лет — образец гранита из Николайшорского массива на Приполярном Урале.

Салдинско-Верхисетское поднятие (геоантиклиналь) протягивается, по-видимому, от широты г. Свердловска до широты г. Салехарда, однако оно севернее параллели 59° закрыто мезозойскими и третичными отложениями и по этой причине почти не изучено. Данные об абсолютном возрасте гранитов, развитых в пределах поднятия, имеются только для Верхотурско-Салдинского и Верхисетского массивов. В работах Л. Н. Овчинникова (1963), Л. Н. Овчинникова и М. А. Гаррис (1960), а также по определению А. А. Краснобаевым образцов, собранных в процессе исследования А. А. Пронина, даются следующие значения: 314, 320, 345, 350, 360, 400 и 440 млн лет. Для гранитов Верхисетского массива в работах Л. Н. Овчинникова, А. С. Шур и М. В. Пановой (1957), Л. Н. Овчинникова и М. А. Гаррис (1960) и Л. Н. Овчинникова (1963) приводится возраст в 264, 275 и 290 млн лет.

Ильменогорско-Сысертское поднятие (геоантиклиналь) протягивается от широты г. Миасса до долины р. Туры ниже г. Верхотурья. Оно несомненно продолжается и далее на север, но закрыто здесь, так же как и предыдущее, мезозойскими и канозойскими отложениями. В пределах поднятия расположены следующие крупные брахиантиклинальные структуры или гранито-гнейсовые массивы (с севера на юг): Адуйско-Мурзинский, Шиловско-Коневский, Сысертский, Ильменогорский.

Возраст гранитоидов (гранитов, парагнейсов) каждого из массивов неоднократно определялся различными методами. Так, для гранитов Адуйско-Мурзинского массива в работах Л. Н. Овчинникова (1963), Л. Н. Овчинникова и М. А. Гаррис (1960), В. А. Дунаева и Н. Н. Дурневой (1963), а также по определению А. А. Краснобаевым возраста пород в пробах, собранных автором данной книги, приводятся следующие величины: 245, 258, 259, 260, 261, 265, 273, 285, 295, 310, 330, 370, 470 и 510 млн лет, а для гнейсов, по тем же источникам, но главным образом по определению А. А. Краснобаевым альфа-свинцовым методом отобранных нами образцов — 180, 225, 260, 315, 325, 335, 360, 410, 465, 470, 780, 825, 910, 950, 1200 млн лет. Приведенные цифры показывают, что среди гранитов массива присутствуют как каледонские, так и герцинские, а среди гнейсов — байкальские (докембрийские), каледонские и герцинские.

Среди гранитов следующей к югу Шиловско-Коневской антиклинальной структуры отсутствуют породы более древние, чем позднегерцинские. В работах Л. Н. Овчинникова (1963), а также в материалах А. А. Краснобаева, З. И. Комаровой и П. В. Покровского приводятся следующие значения возраста гранитов: 255, 256, 267, 280, 290, 300, 305, 308, 315, 316 и 320 млн лет.

Для гранитов и парагнейсов Сысертского гранито-гнейсового поля, куда входят, помимо собственно Сысертской сложенной гнейсами брахиантиклинальной структуры, также мелкие массивы Шарташский и Шабровский, в работах Л. Н. Овчинникова и М. А. Гаррис (1960), Л. Н. Овчинникова (1963), М. А. Гаррис (1964), а также в материалах Г. А. Кейльмана приводятся значения возраста в 250, 258, 265, 266, 271, 275, 288, 290, 305, 325, 330, 340, 370, 390, 420 млн лет. Ильменские и Вишневые горы преобладающе сложены парагнейсами и другими глубоко метаморфизованными осадочными породами, которые прорываются небольшими интрузиями гранитов и щелочных сиенитов. Гнейсы имеют более древний, чем граниты и щелочные породы, докембрийский возраст, изменяющийся, однако, в значительных пределах, а граниты и породы щелочного комплекса относятся как к каледонским, так и к позднегерцинским.

Для парапород Ильменских и Вишневых гор в работах Н. И. Ступниковой и др. (1962), Л. Н. Овчинникова (1963), М. А. Гаррис (1964), В. А. Дунаева, Л. Н. Овчинникова и Д. Краснобаева (1969), а также в неопубликованных материалах П. А. Краснобаева, приводятся значения в 760, 790, 810, 915, 1060, 1140, 1150, 1160, 1210, 1900, 2100, 2170, 2350, 2500, 2550 млн лет. Среди интрузивных и жильных пород Ильменских и Вишневых гор по возрасту выделяются две группы: 1) более распространенные позднегерцинские и 2) каледонские. Возраст гранитоидов и щелочных пород, приводимый в работах Л. Н. Овчинникова и др. (1957), Н. И. Ступниковой и др. (1962), Л. Н. Овчинникова (1963), В. А. Дунаева и Н. Н. Дурневой (1963), А. А. Краснобаева (1963) и М. А. Гаррис (1964), исчисляется 145, 170, 193, 202, 225, 228, 235, 237, 238, 243, 259, 260, 265, 280, 285, 294, 300, 310, 316, 335, 345, 360, 370, 386, 415, 425, 480, 490, 510, 560 млн лет. Среди приведенных значений обращает на себя внимание, помимо резкого различия возраста пород гнейсового комплекса и интрузивных и жильных пород, наличие среди последних очень молодых — позднетриасовых и юрских. К ним относятся эгирин-авгитомикроклиновая жила в Вишневых горах с возрастом по изотопно-свинцовому методу, по Н. И. Ступниковой и др. (1962), в 145 млн лет (средняя юра), биотитполевошпатовая жила из копи № 12 Ильменских гор — с возрастом, по альфа-свинцовому методу (Краснобаев, 1963), 170 млн лет (ранняя юра) и полевошпатовая жила копи № 23 Ильменских гор (Краснобаев, 1963) — 193 млн лет (средний триас).

Резкое различие в абсолютном возрасте пород парагнейсового комплекса Ильменских гор, с одной стороны, и даек гранитов, а также гранитных и сиенитовых пегматитов, с другой, вполне закономерно, если рассматривать парагнейсовую толщу как глыбу древнего, дорифейского фундамента, так как и на Балтийском щите породы щелочных комплексов Хибин и Ловозера, развитые

среди докембрийских гнейсов, по данным А. А. Полканова и Э. К. Герлинга (1961), также имеют позднегерцинский возраст (280—300 млн лет). Зато это различие возраста пород дайковой серии и вмещающего парагнейсового субстрата в Ильменах необъяснимо, если рассматривать гнейсы как метаморфический ореол герцинских гранитных интрузий, как это иногда делается некоторыми уральскими геологами.

Камышловско-Кваркенское поднятие, включающее Красногвардейский, Челябинский, Кочкарский, Джабык-Карагайский и Суундукский массивы гранитов и вмещающих их парагнейсов, протягивается на юг от долины р. Ирбита, в районе пос. Красногвардейского, до параллели 52° с. ш. Оно несомненно протягивается далеко на север от долины р. Ирбита, но закрыто здесь мезозойскими и кайнозойскими отложениями, и поэтому совершенно не изучено. Данные об абсолютном возрасте пород перечисленных массивов в целом относительно скудные.

Так, для гранитов Красногвардейского массива Л. Н. Овчинников (1963) и М. А. Гаррис (1964) приводят всего лишь две цифры: 294, 305 млн лет, а для вмещающих гнейсов данные совершенно отсутствуют.

Граниты Челябинского массива, по данным Л. Н. Овчинникова (1963) и неопубликованным материалам Г. А. Кейльмана, имеют возраст 300, 390, 630, 700 и 760 млн лет, а возраст парагнейсов здесь вообще не определялся.

Граниты Кочкарского массива, по М. А. Гаррис и др. (1960), Л. Н. Овчинникову и М. А. Гаррис (1960) и Б. К. Львову (1963), имеют возраст 246, 250, 270 и 280 млн лет.

Близкие значения возраста (240, 265 и 280 млн лет) приводят М. А. Гаррис, Л. А. Шанин и др. (1960), Л. Н. Овчинников и М. А. Гаррис (1960) и Л. Н. Овчинников (1963) и для гранитов Джабык-Карагайского (Великопетровского) массива.

Для гранитов Астафьевского и Варшавского массивов, расположенных южнее, в пределах того же поднятия, в упомянутых работах Л. Н. Овчинникова и М. А. Гаррис приводятся цифры, соответственно 265, 275, 288, 335, 345 и 220 и 256 млн лет.

Наконец, для гранитов Суундукского массива в работах М. А. Гаррис, Л. А. Шанина и др. (1960), Л. Н. Овчинникова и М. А. Гаррис (1960), М. А. Гаррис, К. И. Сиротина и М. И. Задумина (1963), Л. Н. Овчинникова (1963) и М. А. Гаррис (1964) приводится возраст в 220, 240, 252, 256, 272, 273, 280, 285, 290, 324, 331 млн лет.

Последним на восточном склоне Урала поднятием, с широко распространенными гранитами и гнейсами, является Восточно-мугоджарское. Данные об абсолютном возрасте распространенных здесь гранитов и гнейсов, полученные К. Г. Кнорре в лаборатории МГУ калий-аргоновым методом, приведены в статье А. В. Миловского и К. Г. Кнорре (1965). Эти авторы указывают следую-

щие цифры абсолютного возраста гранитов и гнейсов Мугоджарского антиклинория (табл. I, стр. 47—50): нижняя метаморфическая серия (гнейсовый комплекс) — 750, 705, 590, 570, 530, 505, 500, 465, 450, 375, 370, 365, 305, 280, 230, 220 млн лет; средняя метаморфическая серия (сланцевый комплекс) — 1110, 955, 460, 355, 300, 235 млн лет; верхняя метаморфическая серия и породы палеозоя — 560, 400, 415 млн лет; гранитоиды, пегматиты и жильные породы — 1020, 720, 655, 600, 555, 520, 515, 510, 500, 450, 425 и 310 млн лет. Возраст метаморфических пород, развитых на Орь-Илекском междуречье, определен в 930, 910, 755, 705, 650, 505 млн лет. Таким образом, в Восточномугоджарском поднятии, так же как в других поднятиях, имеет место

Т а б

Распределение уральских гранитов и гнейсов по геологическим

Группы гранитов и гнейсов по геологическому возрасту	Возрастные границы групп в абсолютном исчислении, млн лет	Количество
		парапороды
Послетриасовые	187 и меньше	1
Триасовые	180—225	0
Позднепермские	225—240	0
Раннепермские	240—280	10
Позднекарбоновые	280—292	5
Среднекарбоновые	292—316	16
Всего по верхнему палеозою		32
Раннекарбоновые	316—345	17
Позднедевонские	345—358	11
Среднедевонские	358—368	19
Раннедевонские	368—395	36
Силурийские	395—440	32
Ордовикские	440—495	14
Позднекембрийские	495—515	0
Среднекембрийские	515—540	2
Раннекембрийские	540—570	6
Всего по среднему и нижнему палеозою		137
Каратауские	570—1100	35
Юрматинские	1100—1350	16
Бурзянские	1350—1600	2
Среднепротерозойские	1600—1900	6
Раннепротерозойские	1900—2600	12
Архейские	2600 и больше	6
Всего по докембрию		77
Всего		246

большой разброс значений абсолютного возраста гранитоидов и метаморфических пород, при котором из общего количества — 53 определений — на долю докембрийских приходится 16, т. е. около 30%, палеозойских — 70%, а на долю верхнепалеозойских только 8, т. е. только около 15%.

Пробы гранитоидов для определения абсолютного возраста, как уже упоминалось, отбирались в поле большим числом уральских геологов, главным образом при геолого-съемочных и поисковых работах, без какой-либо заранее намеченной цели. В связи с этим можно, вероятно, предполагать, что приведенные в таблице количественные соотношения различных возрастных групп исследованных гранитоидов Урала довольно объективно отра-

л и ц а

периодам и эпохам и геотектоническим циклам

определений		% от общего количества определений	Распределение гранитоидов по геотектоническим циклам		Циклы
ортопороды	всего		количество определений	% от общего количества	
3	4	0.55	262	36.05	Терцинский
19	19	2.61			
11	11	1.51			
115	125	17.20			
34	39	5.36			
48	64	8.80			
230	262	36.05	} 50.49		
40	57	7.84	105	14.44	Каледонский
8	19	2.61			
10	29	3.99			
35	71	9.77	208	28.60	Каледонский
26	58	7.98			
26	40	5.50			
11	11	1.51			
16	18	2.47			
4	10	1.37			
176	313	43.05	} 20.91		
36	71	9.77	117	16.09	Байкальские
13	29	3.98			
15	17	2.34			
3	9	1.24	35	4.82	Добайкальские
7	19	2.61			
1	7	0.97			
75	152	20.91	727	100.00	
481	727	100.00			

жают распределение последних и в природе. Из приведенных в таблице данных напрашиваются следующие выводы.

1. Процесс образования гранитов и гнейсов на Урале в течение докембрия и палеозоя протекал во времени более или менее равномерно. Резкие максимумы в этом процессе, как это видно из таблицы, отсутствовали. Намечаются только три небольших максимума, приуроченные к завершающим стадиям крупных геотектонических циклов: позднебайкальского, каледонского и герцинского. Если исходить из данных таблицы, то в каратаускую эпоху образовалось около 10% всех гранитоидов Урала, в раннедевонскую (позднекаледонскую) — такое же количество, а в раннепермскую (позднегерцинскую) — около 17%.

2. Позднегерцинские (среднекаменноугольно-триасовые) гранитоиды на Урале не преобладают количественно над более древними, а составляют всего лишь около 37% от общего количества анализированных на возраст образцов, а гранитоиды, образовавшиеся в течение всего герцинского цикла (средний девон — триас), — около 50%. На долю каледонских и докембрийских гранитов также приходится 50% от общего количества исследованных образцов.

Приведенные данные об абсолютном возрасте гранитоидов, как по отдельным перечисленным гранито-гнейсовым полям, так и по всему Уралу в целом, не позволяют рассматривать уральские граниты как интрузивные образования позднегерцинского возраста, а связанные с ними парагнейсы — как метаморфические ореолы гранитных интрузий. Наличие среди анализированных на абсолютный возраст образцов гранитоидов значительного количества пород с докембрийскими значениями возраста легче объяснить, если предположить, что гранито-гнейсовые комплексы Урала представляют палингенетические или анатектические образования, формировавшиеся из различных по возрасту первичноосадочных и вулканогенных пород на протяжении всего рифейского и палеозойского времени, чем если принимать моноциклическую гипотезу развития магматизма Урала и образования гранитов в позднем палеозое.

Данные о геологическом возрасте ультраосновных пород и абсолютном возрасте гранитоидов Урала не подтверждают той направленности и последовательности в развитии магматизма геосинклинальных областей, которая предусматривается моноциклической гипотезой развития последних и, соответственно, заставляют отказаться от выделения так называемых тектономагматических циклов. Г. С. Горшков (1964, стр. 51) пришел к аналогичным выводам и на основании изучения эффузивного вулканизма.

В заключение нам хотелось бы отметить, что к выводам, аналогичным изложенным в настоящем разделе главы, пришел Н. А. Штрейс в докладе к XXIII сессии МГК (Штрейс, 1968).

Этот доклад, к сожалению, был получен нами уже после того, как работа была написана.

О том, что выводы Н. А. Штрейса, сделанные им на основе привлечения фактических данных по ряду геосинклинальных областей, совпадают с нашими выводами по Уралу, свидетельствуют его следующие высказывания (стр. 5—7): «Давно известно, что во внутренних зонах геосинклинальной системы любого возраста выделяются собственно геосинклинальные прогибы, часто выполненные формациями спилито-кератофировой группы и интрузивными формациями преимущественно основного состава, среди которых нередко залегают и тела гипербазитовой формации. В противоположность этому сопряженные с такими прогибами геоантиклинали и срединные массивы из интрузивных формаций вмещают главным образом различные гранитоиды. Такие гранитоиды в подавляющем большинстве случаев, как известно, не обнаруживают прямой связи с первичными основными расплавами, т. е. не представляют собой явные продукты дифференциации собственно базальтоидных магм».

Что касается процесса формирования гранитоидов в геоантиклинальных зонах геосинклинальных систем, то Н. А. Штрейс пишет следующее (1968, стр. 6, 7): «Образование рядов гранитоидов в геоантиклинальных зонах и последовательное их смещение в смежные прогибы по мере разрастания геоантиклиналей и вовлечения этих прогибов в общее воздымание, очевидно, является характерной особенностью развивающихся геоантиклинальных систем. Весьма вероятно, что дальнейшее детальное изучение подвижных поясов в каждом случае приведет к выделению еще новых поколений в таких рядах, которые с неодинаковыми по времени пропусками практически будут охватывать всю историю развития геоантиклиналей...»

... Множественность поколений гранитоидов и их закономерная связь с длительно, унаследованно развивающимися конседиментационными структурами геосинклинальных систем, конечно, не случайное явление. Поэтому есть все основания сделать вывод не о внезапности возникновения гранитоидов и кратковременности процессов, приводящих к их формированию, а о длительности таких процессов и их соизмеримости с процессами осадкообразования и накопления вулканических толщ. Длительность формирования гранитоидного ряда, разумеется, следует понимать в том смысле, что она временами прерывается и возобновляется вновь, подобно тому как в осадочных и вулканогенно-осадочных сериях возникают перерывы, нарушающие непрерывность седиментации и накопления лав и пирокластических образований».

Таким образом, охарактеризованные в этой главе особенности эволюции ультраосновного и гранитоидного магматизма Урала, вероятно, имеют характер более общей закономерности развития магматизма геосинклинальных систем.

**О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ И МОРФОЛОГИИ
ПОПЕРЕЧНЫХ, СУБШИРОТНЫХ ИЛИ
СЕВЕРО-ЗАПАДНО—ЮГО-ВОСТОЧНЫХ
СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН
И ТЕКТЕНИЧЕСКИХ СТРУКТУР НА УРАЛЕ
И В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

В течение последнего десятилетия, начиная с конца 50-х годов, опубликован ряд статей, посвященных описанию субширотных тектонических зон, выделяемых в восточной части Русской платформы и на Урале.

Идею о существовании на Урале наряду с субмеридиональными структурно-фациальными зонами и тектоническими структурами также пологих валообразных структур субширотного или северо-западного направления впервые высказал, по-видимому, И. И. Горский в 1958 г.

В кратком очерке по тектонике Урало-Новоземельской складчатой области он (Горский, 1958, стр. 81, 82) выделяет следующие зоны поднятий, или перегибы структуры Урала (с севера на юг): 1) на продолжении Пайхойского антиклинория, около параллели 68° с. ш.; 2) на юго-восточном продолжении антиклинали Чернова; 3) около параллели 65° с. ш., на юго-восточном продолжении гряды Чернышева; 4) около параллели 63° с. ш., на юго-восточном продолжении Кожвинской антиклинали; 5) Тимано-Кокчетавская зона поднятий; 6) Башкирско-Улутаская зона поднятий, включающая Башкирский антиклинорий Урала, расширение Уральской структуры к востоку и Кустанайский вал; 7) Каратауский вал (Б. А. Петрушевского), южнее которого Уральская структура испытывает общее погружение. Перечисленным структурам И. И. Горский (1958, стр. 81 и 83) дает следующую характеристику: «В структуре Урала, кроме перечисленных крупных складчатых сооружений (антиклинориев и синклинориев), заложенных и формировавшихся с докембрия, но оформленных в основном герцинским диастрофизмом, наблюдаются следы позднейших движений в виде зон поднятий, прослеживающихся на громадном расстоянии не только в пределах собственно Уральской структуры, но и в пределах Русской платформы и Казахской складчатой страны... Образование указанных зон поднятий началось, по-видимому, в триасе и продолжалось в мезозойскую и кайнозойскую эру, судя, например, по истории

развития Кустанайского вала». Из приведенного описания зон поднятий очевидно, что И. И. Горский считает их структурами молодыми, эпиплатформенными, образовавшимися в течение мезозойского и кайнозойского времени, когда Урал представлял уже область завершенной герцинской складчатости.

Несколько по-иному истолковывает образование субширотных, поперечных по отношению к уральским складкам, структур Г. В. Вахрушев (1959), который только в пределах западного склона Южного Урала, между широтами городов Орска и Нязепетровска и прилегающей части Русской платформы (рис. 1, стр. 40 его статьи), выделяет шесть зон погружений: Нязепетровскую, Инзерскую, Зилимскую, Нугушскую, Икско-Юшатырскую, Уральско-Илекскую, разделенных пятью зонами поднятий: Каратауской, Нижнебельской, Среднебельской, Общесыртовской, Сакмаро-Уральской (рис. 9). Характеризуя перечисленные зоны поднятий и погружений, автор пишет (1959, стр. 50); «Такие зоны дислокаций, которые в том или другом виде пересекают различные структуры высшего порядка (платформы, предгорные прогибы, складчатые области), можно назвать сквозными, или транзитными, и отнести их к особому типу структур высшего порядка.

Происхождение описываемых зон, несомненно, вызвано какими-то глубинными процессами, сопровождающимися крупными разломами кристаллического фундамента. Эти нарушения фундамента в вышележащих осадочных толщах проявились по-разному, в зависимости от характера тех структур высшего порядка, на которых эти дислокации возникали (платформа, предгорный прогиб, складчатая область)». Сходную ориентировку прогибов и поднятий для тех же районов показывает Г. С. Сенченко (рис. 10).

В кратких статьях А. А. Малахова и П. П. Желобова (1962), а также А. Г. Бакирова (1963) широтные структуры рассматриваются уже как блоки земной коры, разделенные глубинными разломами, пронизывающими всю земную кору от ее подошвы до кайнозойских отложений. Сходную интерпретацию широтных структур дает Л. М. Минкин (1963), который, однако, проявляет большую осторожность при определении морфологии и генетической природы этих структур.

В это же время были изложены в печати цитированные выше (см. гл. II) представления Ю. Б. Евдокимова и Г. Я. Базилевич (1963), а также О. А. Кондяйна (1963) о субширотных структурно-формационных зонах ордовикских отложений северных районов Урала. В отличие от представлений А. Г. Бакирова, Г. В. Вахрушева, А. А. Малахова и П. П. Желобова, склонных рассматривать широтные структуры как сквозные блоки земной коры, Ю. Б. Евдокимов, О. А. Кондяйна и Г. Я. Базилевич рассматривают выделяемые ими на Севере Урала структурно-формационные зоны как элементы палеотектонического плана данного

конкретного, ограниченного определенными хронологическими рамками этапа развития уральской геосинклинальной области.

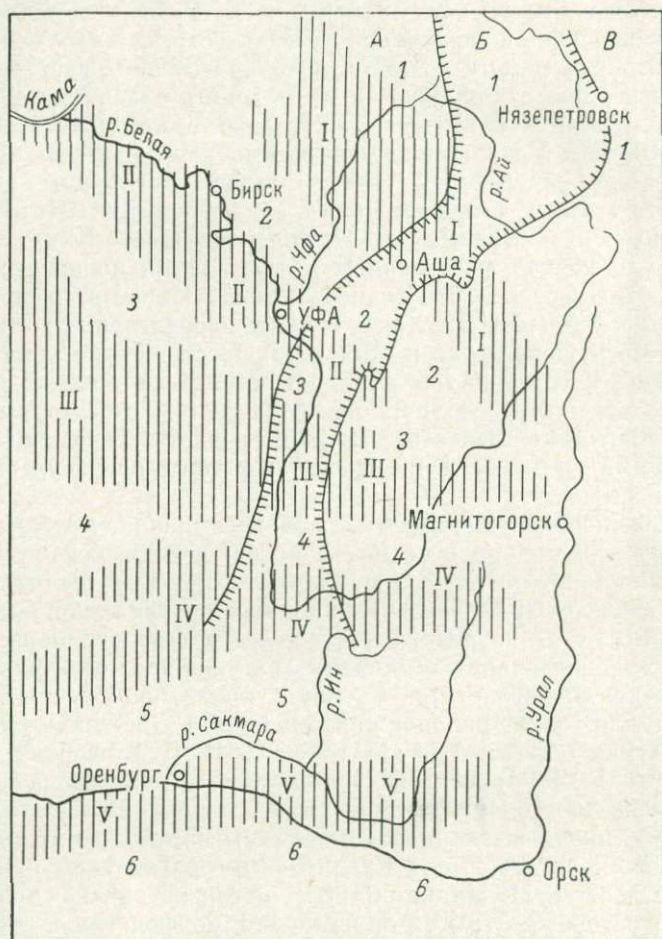


Рис. 9. Траанзитные структуры высшего порядка на Южном Урале и Приуралье (по Г. В. Вахрушеву, 1959).

1—6 — прогибы или погружения; I—V — поднятия (названия структур см. в тексте).

В 1966 г. опубликована статья А. И. Олли по вопросу о широтной тектонической поясности Урала, который выделяет в направлении с юга на север следующие широтные пояса, отличающиеся друг от друга специфическим тектоническим режимом на

протяжении всей истории их эволюции: 1) Актюбинско-Сакмарский пояс; 2) область, расположенную между широтным течением р. Сакмары на юге и р. Белой на севере; 3) область, ограниченную широтным коленом р. Белой с юга и Каратауским чешуйчатым комплексом с севера; 4) пояс Уфимского амфитеатра,

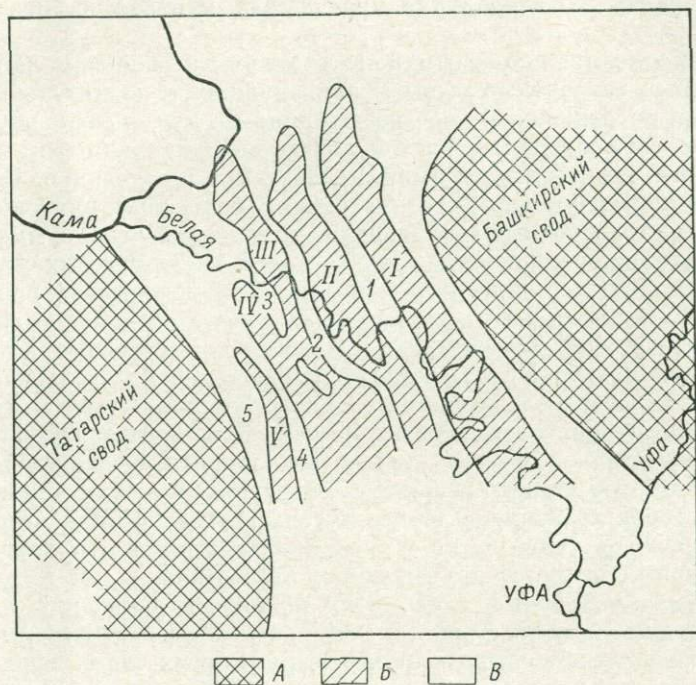


Рис. 10. Схема тектоники северо-западной части Башкирии (по Г. С. Сенченко, 1959).

А — тектонические своды: Татарский и Башкирский. Б — вали: I — Карабаевский; II — Ивановский, III — Андреевский, IV — Чекмагушевский, V — Базинский. В — депрессии: 1 — Бельская, 2 — Исмайловская, 3 — Ишкарская, 4 — Илишевская, 5 — Карановская.

простирающийся от широты хр. Каратау до р. Межевая Утка; 5) Среднеуральский пояс, простирающийся от р. Межевая Утка до р. Вишеры; 6) Вишерско-Ильчский пояс, простирающийся примерно от широтного течения р. Вишеры на юге до р. Ильча на севере. В заключительной части статьи А. И. Олли дает следующую краткую характеристику выделенным им поясам (стр. 43): «Таким образом, мы должны различать на Урале не только всем известные меридионально вытянутые структурно-тектонические зоны, но и широтные тектонические пояса, отличающиеся друг

от друга рядом особенностей, полнотой и мощностью стратиграфического разреза, размещением фаций, количеством, возрастом и глубиной стратиграфических перерывов, особенностями структурных форм, характером и интенсивностью магматизма и др.

Широтные тектонические пояса ... имеют весьма древнее, возможно доуральское заложение, во всяком случае, развитие их шло уже в рифее, а затем четко проявлялось в палеозое, мезозое и кайнозое.

Движения по широтным поясам носили в основном характер медленных вековых колебаний, приводивших к значительным по площади погружениям, либо воздыманиям с длительным накоплением осадков в одних поясах и неравномерным размывом в других. Хотя эти движения были медленными и, очевидно, относились к платформенному типу, однако благодаря длительности процессов они нередко приводили к значительным суммарным амплитудам перемещения». Что касается тектонических условий того или другого широтного пояса и их изменений во времени, то А. И. Олли высказывает по этому поводу следующие соображения (стр. 43): «различие в геологическом строении двух ... широтных поясов Урала, легко усматриваемое на геологических картах, является следствием неодинакового характера и темпов развития зон поясов на протяжении всей геологической истории данного региона. В одних зонах эти широтные движения, по сравнению с меридиональными, в отдельные моменты геологической истории становились более интенсивными, и тогда следы их фиксировались более четко в геологическом разрезе и характере структурных форм. В других зонах относительная их интенсивность была меньшей и следы этих широтных движений с большим трудом улавливаются, так как здесь нет резко выраженных различий в особенностях разреза и структурных форм. Трудность разграничения поясов в этих случаях усугубляется тем, что они не отделяются какими-либо линейными или резкими уступами, а большей частью один пояс сливается с другим довольно плавно. Причины подобного явления следует искать, видимо, в том, что сама поясность обусловлена не четкими разломами по единым линиям, по которым многократно возобновлялись движения, а целыми зонами долгоживущих древнейших широтных разломов либо даже волнообразными медленными колебательными движениями, поперечными к Уралу». Из приведенных высказываний А. И. Олли очевидно, что он рассматривает выделяемые им широтные тектонические пояса Урала не как современные структуры на фоне уральской складчатости, а скорее как элементы палеотектонического плана, т. е. как структурно-фациальные зоны, хотя и развивавшиеся однонаправленно в течение почти всей истории тектонического развития Урала.

В самое последнее время появились работы Н. Д. Кованько (1968) о субширотных поднятиях восточной части Русской плат-

формы и Предуральского прогиба и А. Я. Яроша (1968а) о строении кристаллического фундамента востока Русской платформы и его структурных связях с Уралом. Первая в пределах Южного Приуралья, точнее Предуральского передового прогиба, и зоны западного склона Южного Урала выделяет (в направлении с севера на юг) следующие структурные элементы субширотного направления: 1) Суксуно-Молебскую седловину; 2) Юрезано-Айскую впадину; 3) горстовый комплекс Каратау; 4) Бельскую впадину; 5) Сакмарскую впадину; 6) Сакмаро-Уральскую седловину; 7) Башкирский свод, расположенный на платформе на продолжении к западу Каратауского горстового комплекса; 8) Уфимско-Стерлибашевский свод; 9) Уфимско-Чекмагушевский свод; 10) Стерлибашевско-Туймазинский вал; 11) Соль-Илецкий свод. Очертания и ориентировка перечисленных субширотных структур весьма напоминает направление и очертания структур, выделяемых Г. В. Вахрушевым (1959). Почти все перечисленные структуры, описываемые Н. Д. Кованько, связаны с осадочным палеозойским чехлом восточной части Русской платформы и, соответственно, рассматриваются ею как пологие изгибы осадочных толщ девона и карбона, с одной стороны, и несколько иначе ориентированные в плане подобные же вертикальные изгибы послекарбоновых отложений, включая верхнепалеозойские, мезозойские и кайнозойские, с другой.

А. Я. Ярош (1966, 1968а, 1968б) основную роль в образовании и географической ориентировке субширотных структур в осадочном чехле восточной окраины Русской платформы и области западного склона Урала приписывает глубинным разломам в кристаллическом фундаменте обеих этих зон. «Простирание этих разломов, — пишет он, — согласуется с субширотным простиранием складчатого метаморфического комплекса платформенного основания, по отношению к которому они являются продольными (Хаин, 1963), или согласными (Борисов и др., 1963). По отношению к эвгеосинклинали они сказываются поперечными. Сквозные разломы (т. е. разломы, проникающие из области Русской платформы в мио- и эвгеосинклинальную зоны Урала, — А. П.) являются древними, так как они образовались не позднее времени консолидации складчатого основания Русской платформы, структура которой ими отражается» (1968а, стр. 130).

Сходную с А. Я. Ярошем интерпретацию морфологии и географической ориентировки текущих Урал поперечных структур предлагает И. С. Огарин (1965, 1968), который также выделяет субширотные блоки земной коры, разделенные зонами глубинных разломов, пересекающие Урал и далеко уходящие к западу и востоку от него (с севера на юг): Пай-Хойский, Печоро-Обский, Тимано-Тобольский, Глазовско-Кокчетавский, Верхнекамско-Кустанайский, Волго-Камский, Прикаспийско-Мугоджарский и Североприкаспийско-Аральский.

Таковы в общих чертах представления о природе и морфологии поперечных тектонических структур на Урале и в соседних с ним областях. Нетрудно видеть, что большинство исследователей, уделявших внимание рассматриваемому вопросу о субширотных структурах, склонны связывать их с наличием в кристаллическом фундаменте Русской платформы и западной зоны Урала вытянутых в субширотном или северо-западном направлении блоков земной коры, разграниченных такого же направления глубинными разломами. Некоторые исследователи (Ярош, 1968а) наибольшее значение дают тем разломам, которые ориентированы параллельно осям складок в кристаллическом фундаменте Русской платформы, т. е., по его терминологии, продольным, или согласным, разломам.

Опыт многолетних исследований автора настоящей работы на Урале позволяет заметить, что такой подход к решению одного из наиболее сложных вопросов структурной тектоники — вопроса о резких азимутальных несогласиях простираний складчатых структур в двух соседних структурных ярусах осадочного слоя земной коры — является упрощенным.

Одним из основных положений в утверждении блокового характера субширотных тектонических поясов является допущение, что они вытянуты так же, как древняя складчатость карельского или еще более древнего возраста в дорифейском кристаллическом фундаменте Русской платформы, с одной стороны, а с другой — каждый, один и тот же, поперечный по отношению к простиранию палеозойских складок Урала, блок земной коры в течение позднедокембрийского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского этапов геологической истории Урала развивался однонаправленно, т. е. имел тенденцию либо к погружению, либо оставался стабильным гиссометрически, либо, наконец, испытывал поднятие.

Рассмотрим в свете имеющихся на сегодня данных степень обоснованности обоих изложенных предположений.

Первое положение — о параллельном направлении (субширотном или северо-западном) осей складок в кристаллическом фундаменте Русской платформы и продольных, или согласных, глубинных разломов, которые являются якобы наиболее древними (Ярош, 1968б), может быть принято только с большой долей условности. Действительно, достаточно без предубеждения взглянуть на «Геологическую карту кристаллического фундамента Русской платформы», составленную в 1964 г. группой сотрудников ВСЕГЕИ и опубликованную под редакцией Л. А. Варданияца в 1966 г., или на схему (рис. 11) структурного плана платформы в готскую эпоху (т. е. в эпоху от 1200 до 1750 ± 50 млн лет абсолютного летоисчисления, — А. П.), приложенную к статье А. А. Богданова (1967, стр. 23, рис. 4), чтобы убедиться, что строго выдержанное субширотное, или северо-западное, простир-

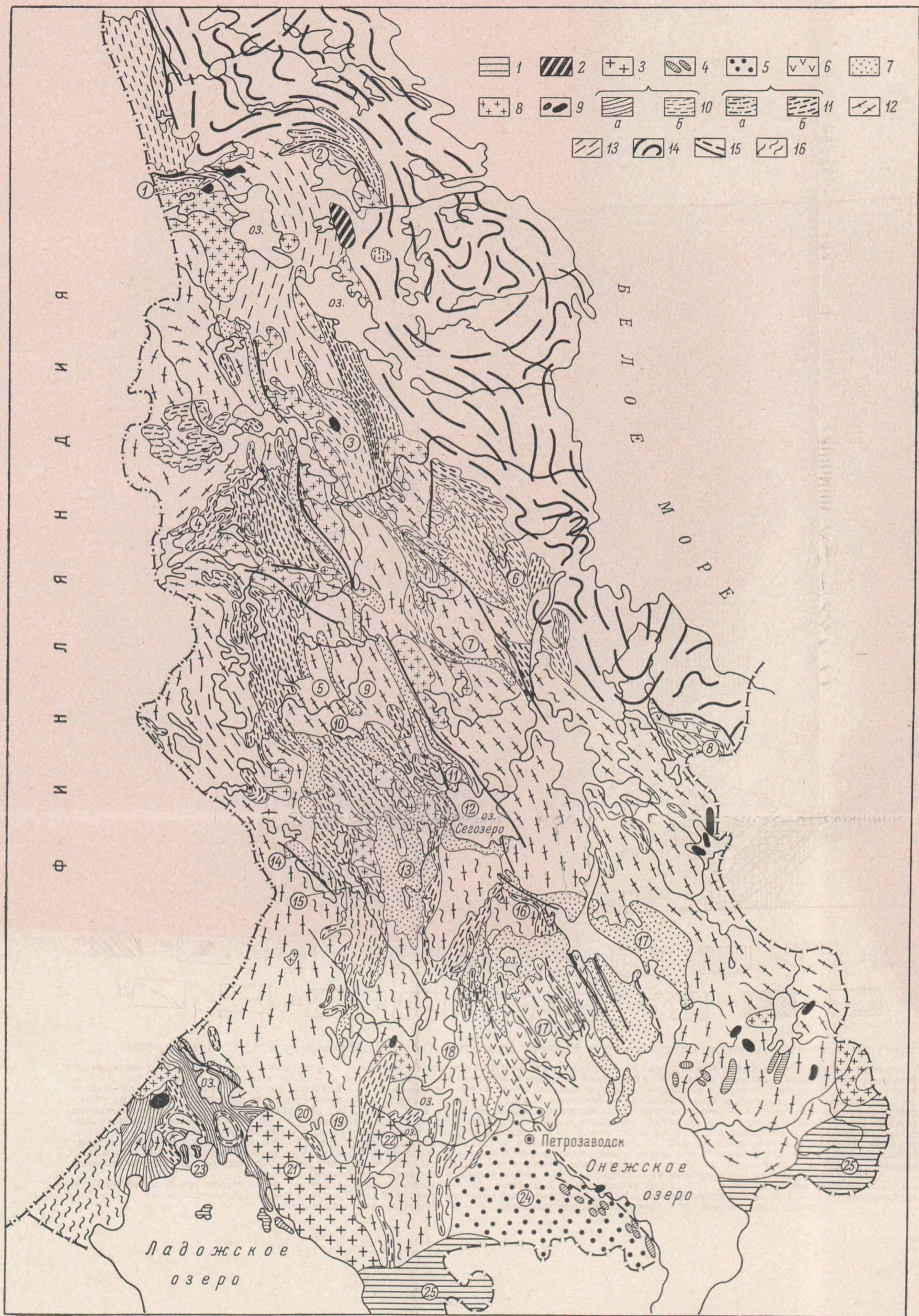


Рис. 13. Схема геологического строения Карелии (по К. О. Кратцу, 1963).

1 — нижнепалеозойские отложения. Верхний протерозой: 2 — габбро-щелочные породы; 3 — граниты рапакиви; 4 — габбро-диабазы; 5 — ютний (кварциты, кварцито-песчаники). Средний протерозой: 6 — суйсарий (песчано-глинистые и глинистые сланцы, частью туфогенные — бесовецкая свита, метадиабазы, метакристы, туфы); 7 — ятулий и сариолий (метадиабазы, глинистые, и шунгитовые сланцы, доломиты, кварциты, конгломераты). Нижний протерозой: 8 — граниты и гранодиориты; 9 — основные, частью ультраосновные интрузивные породы; 10 — сумий (а — сланцы и гнейсы, ладожские; б — метадиабазы, диабазовые, частью средние и кислые туфы, тунгудские и большозерские); 11 — лопий (а — гнейсы, частью сланцы, — ириногорские, хизоварские и др.); б — силиты, амфиболиты, лептиты, основные и кислые туфосланцы, амфиболиты, конгломераты — гимольские, хаутаврские, парандовские и др.). Архей: 12 — гнейсы-граниты; 13 — гнейсы (нерасчлененные); 14 — гнейсы (беломорские); 15 — разломы (установленные и предполагаемые); 16 — мигматизация. Цифры в кружках — структурные элементы карелии: 1 — Панаярвский синклиниорий; 2 — Кукасо-зерско-Тикшозерский синклиниорий; 3 — Шомозерский синклиниорий; 4 — Костомукшская синклиналь; 5 — Ходозерско-Большозерская синклиналь; 6 — Шуезерский синклиниорий; 7 — Тунгудская глыба; 8 — синклиниорий Ветреного пояса; 9 — Волтомская глыба; 10 — Маслозерско-Колонгозерская синклиналь; 11 — Елмозерская синклиналь; 12 — Сегозерская наложенная мульда; 13 — Янгозерская наложенная мульда; 14 — Лубосалмская грабен-синклиналь; 15 — Суккозерская и Гимольская синклиналь; 16 — Южнокумсинская (Кумчозерская) глыба; 17 — Онежская наложенная мульда; 18 — Койкарская глыба; 19 — Чалкинско-Хаутаварская синклиналь; 20 — Туломозерская мульда; 21 — Питкярантско-Туломозерский массив гранитов рапакиви; 22 — Улялегский массив гранитов рапакиви; 23 — Ладожский синклиниорий; 24 — Западноонежская впадина; 25 — осадочный чехол Русской платформы.

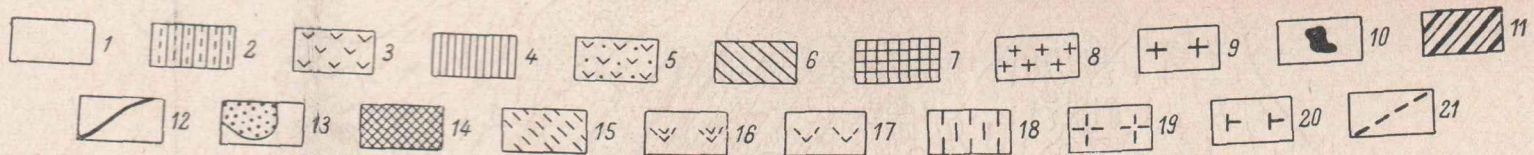
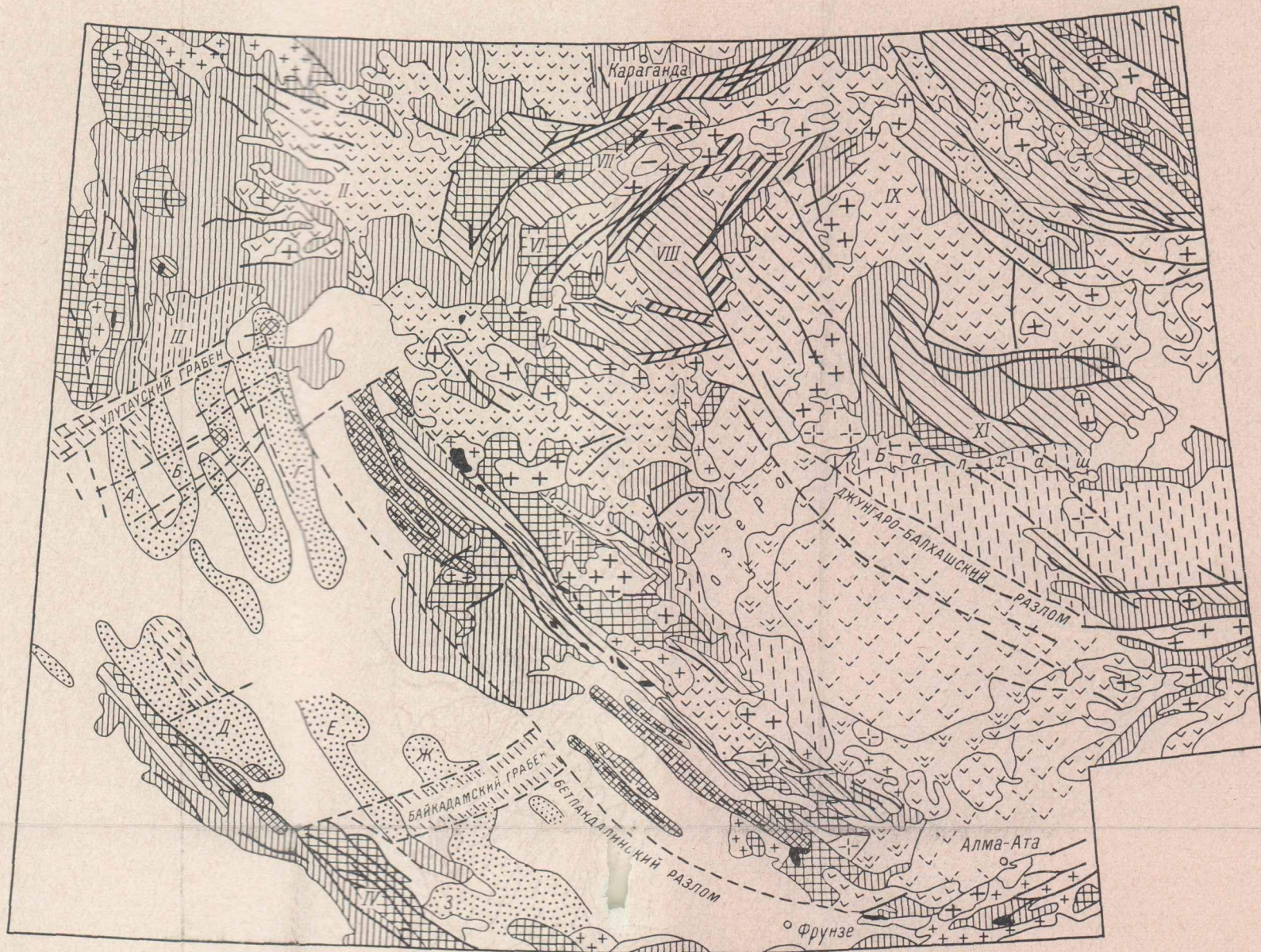


Рис. 14. Структурно-геологическая карта Центрального и Южного Казахстана (по И. И. Кронидову и А. С. Кумпан, 1960).

1 — области преимущественного распространения мезо-кайнозой; 2 — верхний палеозой Джезказганского района; 3 — область преимущественного распространения эффузивно-туфогенных образований карбона и перми; 4 — осадочные отложения нижнего карбона и девона; 5 — область преимущественного распространения эффузивно-туфогенных толщ нижнего и среднего девона; 6 — силурийские и ордовикские отложения; 7 — кембрийские и докембрийские образования; 8 — доверхнедевонские гранитоиды; 9 — герцинские гранитоиды; 10 — основные и ультраосновные породы; 11 — зоны смятия и разломов; 12 — линии разломов, установленные при геологической съемке; 13 — зоны положительных магнитных аномалий (А, Б, В, Г, Д, Е, Ж, З), отвечающие выступам докембрийских отложений типа улутауских (линии внутри зоны — оси магнитных аномалий, цифры — глубина залегания магнитных пород в км); 14 — зоны положительных магнитных аномалий, отвечающие интрузиям основных и ультраосновных пород; 15 — зоны относительного погружения допалеозойского фундамента (грабены); 16 — области предполагаемого распространения эффузивов карбона и перми под покровом мезокайнозой мощностью 0.5 км; 17 — то же, но залегающие на глубинах до 1 км; 18 — зоны отрицательных магнитных аномалий, соответствующие областям распространения осадочных пород силура, девона и карбона под мезо-кайнозой; 19 — предполагаемые интрузии гранитоидов по данным аэромагнитной съемки; 20 — область распространения допалеозойских образований Кентырлауского антиклинория под покровом мезо-кайнозой; 21 — линии разломов по данным аэромагнитных съемок.

I — Улутауский и Арганатинский антиклинорий; II — Сарысу-Тенгизское поднятие; III — Джезказганская впадина; IV — Каратауский антиклинорий; V — Чулийский антиклинорий; VI — Атасуйский антиклинорий; VII — Тектурмасский антиклинорий; VIII — Жаман-Сарысуыйский антиклинорий; IX — Токрауский синклинорий; X — Чингизский антиклинорий; XI — Кентерлауский антиклинорий.

рание в складках дорифейского кристаллического фундамента восточной, центральной и западной частей Русской платформы отсутствует; близкое к широтному направление осей складок фундамента имеет место (по карте, составленной ВСЕГЕИ) только в юго-восточной части платформы, точнее в Куйбышев-

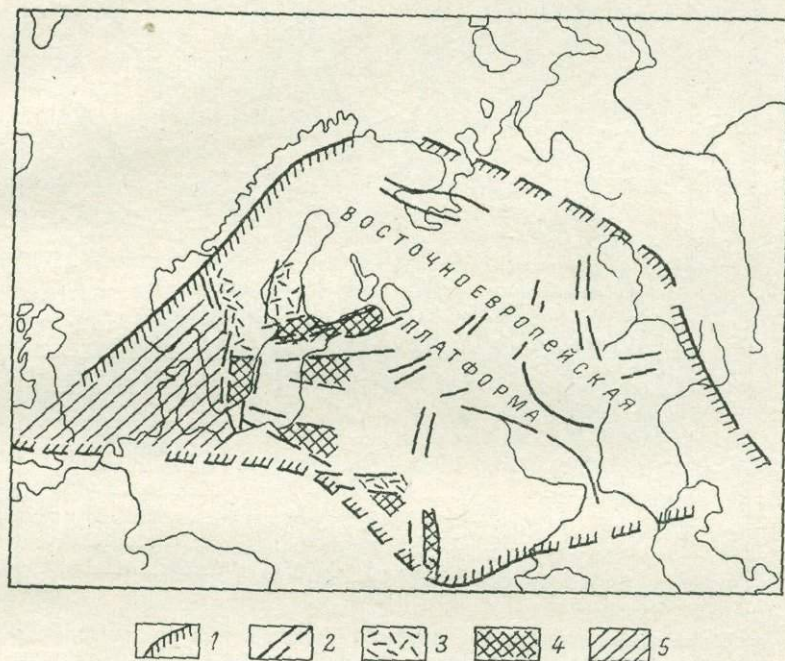


Рис. 11. Схема Восточноевропейской платформы готской эпохи (по А. А. Богданову, 1967).

1 — гипотетическое положение границ Восточноевропейской платформы готской эпохи; 2 — зоны дробления и сланцеватости, положение вероятных крупных разломов; 3 — области накопления вулканических и терригенных пород; 4 — массивы гранитов рапакиви; 5 — западный угол платформы, наиболее энергично переработанный в готскую эпоху; в его же пределах проявилась и последующая дальсландская складчатость.

ском Поволжье, примыкающем к Оренбургскому Приуралью. Отсутствует субширотная, или северо-западная, ориентировка осей складок на схеме внутренней структуры складчатых комплексов дорифейского докембрия центральных районов Русской платформы, составленной Б. В. Бондаренко (1968, стр. 58) и воспроизведенной на рис. 12, а также на схеме геологического строения Карелии, приложенной к работе К. О. Кратца (1963) (рис. 13, см. вклейку).

Таким образом, из рассмотрения упомянутых схем тектоники дорифейского основания Русской платформы становится ясным,

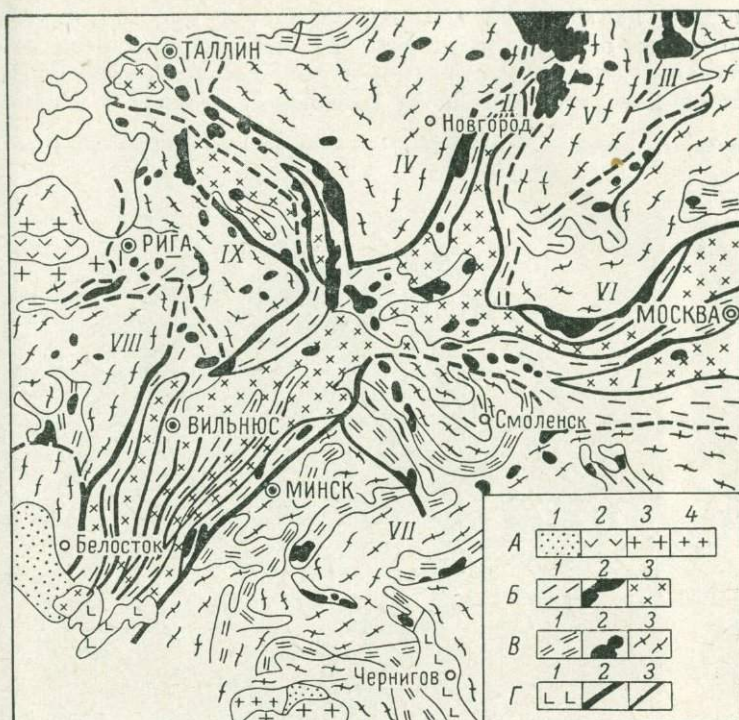


Рис. 12. Схема внутренней структуры складчатых комплексов докембрия центральных районов Русской плиты (по Б. В. Бондаренко, 1968).

А — готский субплатформенный комплекс (1200—1700 млн лет): 1 — кварцитовые песчаники, сланцы, диабазы и порфиры Овруча и Северо-Восточной Польши; 2 — лабрадиты Прибалтики; 3 — рапакиви Прибалтики и Коростеня; 4 — граниты (осницкие, пержанские, житковичские).

Б — Свекофенно-карельский геосинклиальный складчатый комплекс, переработанный в готскую тектоническую эпоху в зонах (I — Таллинно-Московская, II — Белорусско-Валдайская, III — Карельская), характеризующихся линейным расположением магнитных и гравитационных аномалий (1700—2600 млн лет): 1 — гнейсы, гранито-гнейсы, пара- и ортоамфиболиты; 2 — габбро, габбро-нориты, нориты, амфиболиты, гнейсы (нерасчлененные); 3 — граниты, пегматиты и родственные им породы, реликты гнейсов.

В — нерасчлененные досвекофенно-карельский и беломорский геосинклиальные (складчатые) комплексы, переработанные в свекофенно-карельскую и готскую тектонические эпохи в массивах (IV — Ильменско-Чудский, V — Валдайский, VI — Верхневолжский, VII — Восточнобелорусский, VIII — Восточнопольский, IX — Прибалтийский), характеризующихся мозаичным расположением магнитных и гравитационных аномалий (2600 млн лет и древнее): 1 — биотитовые плаггиогнейсы, гнейсы гранатово-биотитовые, двуслюдяные; 2 — габбро, амфиболиты, гнейсы (нерасчлененные); 3 — граниты, габброидизированные гранодиориты, диориты, реликты гнейсов.

Г — другие условные обозначения: 1 — базальты и диабазы платформенных комплексов осадочного чехла; 2 — межзональные глубинные разломы; 3 — внутризональные региональные разломы.

что складчатость в фундаменте какого-либо одного направления (простираения) отсутствует и что структурный рисунок в плане кристаллического фундамента, показанный на упомянутых схемах, довольно сложен, а направление простираения складок фундамента будет зависеть от возраста складчатости, т. е. того, к какому тектоническому комплексу — беломорскому, свекофенискому, карельскому, готскому или байкальскому (по А. А. Богданову, 1967) — складки принадлежат. Структурам каждого из этих комплексов, вероятно, было свойственно какое-то господствующее простираение складок, что же касается складчатых структур, относящихся к различным возрастным тектоническим комплексам, то они, как показал опыт изучения кристаллического фундамента ряда платформ (Шейнманн, 1959), обычно в плане пересекаются под значительными углами, т. е. обладают резким азимутальным несогласием. Из этого вытекает следствие, что связывать направление глубинных разломов кристаллического фундамента Русской платформы с простираением складчатости в нем также нельзя, а необходимо, вероятно, такие разломы датировать более поздним временем, скорее всего поздним докембрием.

В такой же мере сомнительным и слабо обоснованным, с нашей точки зрения, является допущение о поперечных глубинных разломах на Урале, заложившихся еще в дорифейское время и однонаправленно развивавшихся едва ли не до современности. Почему же все бурные события этих эпох складчатости (байкальской, каледонской, герцинской, раннеальпийской) никак не повлияли на поперечные разломы и на тектонический режим тех блоков или поясов, которые этими разломами ограничиваются?

Скорее можно предполагать, что на протяжении геосинклинальной истории Урала субширотные блоки земной коры многократно меняли знак своего движения в соответствии с общей ритмичностью движений земной коры в зоне Урала в течение четырех упомянутых выше геотектонических циклов, охватывающих в совокупности промежуток времени около 1500 млн лет.

Предположение о том, что поперечные субширотные тектонические структуры, секущие уральскую складчатость и проникающие далеко в соседние с Уралом области, представляют из себя блоки земной коры, ограниченные глубинными разломами, объясняется большой популярностью в настоящее время разработанного в Советском Союзе (А. В. Пейве, Н. С. Шатский и др.) учения о глубинных разломах и почти полным забвением существования глубинных складок или складок основания большой длины волны, охватывающих земную кору на всю её мощность и не зависящих в своем простираении от складок покрова, т. е. осадочного слоя, структуры которого унаследованно приспосабливаются к глубинным складкам. Глубинные складки, или складки основания с большой длиной волны, образуются в ре-

зультате волновых движений в земной коре или коробления последней. Совершенно естественно, что при образовании глубинных складок в земной коре возникают горизонтальные напряжения, которые снимаются образованием на крыльях складок различного рода разрывов сплошности коры, сбросов, взбросов и надвигов. Характеристика этого типа складок была дана Э. Арганом еще в 1922 г. (русский перевод 1935 г.).

В свете имеющихся фактических данных, образование поперечных, секущих по отношению к Уралу, структур субширотного или чаще северо-западного направления наиболее правдоподобно, по нашему мнению, следует объяснить, рассматривая их как элементы единого мощного геосинклинального (складчатого) пояса, развивавшегося в течение карельского, байкальского и раннекаледонского геотектонических циклов. Этот древний геосинклинальный (складчатый) пояс, который может быть назван Тимано-Монгольским, протягивался с востока на запад от побережья Охотского моря до северного побережья Кольского полуострова у границы с Норвегией. Северное крыло пояса образовано байкальскими, добайкальскими и каледонскими складчатыми и глыбовыми структурами Станового хребта, Южного Прибайкалья, Восточного Саяна и Енисейского кряжа. Южное крыло представлено байкальскими и раннекаледонскими складчатыми и глыбовыми структурами Внутримонгольской и Алашаньской зон, а западнее — того же возраста структурами Центрального Казахстана, Урала, Тимана, п-вов Канин, Рыбачий, Варангер. Байкальские и раннекаледонские структуры Центрального Казахстана, такие как Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий, Бурунтавский антиклинорий, Джалаир-Наиманская зона, Таласско-Каратуский антиклинорий (по Р. А. Борукаеву и Г. Ф. Ляпичеву, 1960), с выходами в их ядрах докембрийских пород, протягиваются в северо-западном направлении, а Кокчетавский антиклинорий, по личным наблюдениям автора, — в субширотном направлении с небольшими отклонениями простираний докембрийских и нижнепалеозойских толщ к юго-западу или северо-западу. В северо-западном же направлении ориентированы основные структурные элементы и разрывные нарушения на структурно-геологической карте Центрального и Южного Казахстана, приложенной к статье И. И. Кронидова и А. С. Кумпана (1960) (рис. 14, см. вклейку).

Дальше на запад байкальские и раннекаледонские складчатые структуры Центрального Казахстана в северо-западном направлении проникают в зону расположения уральских герцинских и позднекаледонских складок (рис. 15) и, пересекая их под относительно небольшими углами, уходят на Тиман и в Большеземельскую тундру, а еще западнее они появляются на п-ве Канин, п-вах Рыбачий и Варангер, где обрезаются каледонскими складками Норвегии и Великобритании (рис. 17).

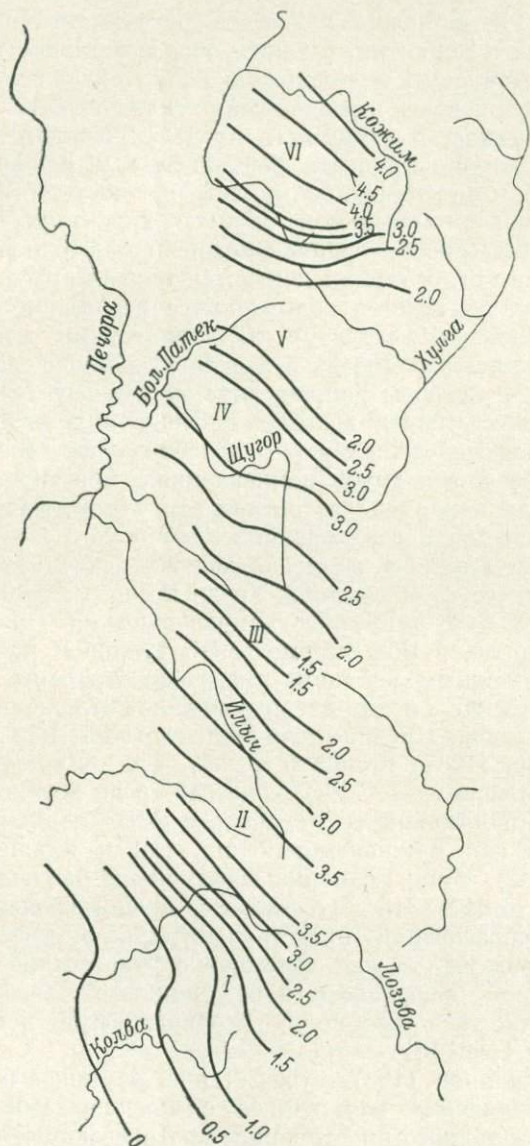


Рис. 15. Изопахиты (в тыс. м) ордовикских отложений на западном склоне Северного Урала, отражающие ориентировку зон (I—VI) осадконакопления и денудации в ордовике (по Ю. Б. Евдокимову и Г. Я. Базилевич, 1963).

В пределах складчатого Урала северо-западное простираие байкальских и раннекаледонских структурно-фациальных зон, т. е. прогибов и поднятий, а также образовавшихся в них в байкальскую, салаирскую и таконскую эпохи складчатых структур, сильно завуалировано наложенными складчатыми структурами герцинского цикла, имеющими в пределах Южного, Среднего и Северного Урала, также как байкальские и раннекаледонские, более близкое к меридиональному направлению осей.

При более внимательном анализе характера соотношения структур байкальского и раннекаледонского, с одной стороны, и позднекаледонского и герцинского структурных ярусов на Урале — с другой, обнаруживается азимутальное несогласие байкальских и раннекаледонских структур со структурами позднекаледонскими и герцинскими иногда более, иногда менее резкое.

Приведем некоторые данные ряда исследователей и полученные при наших личных полевых наблюдениях, которые, по нашему мнению, свидетельствуют о преобладающе северо-западных или север-северо-западных направлениях простираий позднекембрийских и раннепалеозойских структурно-фациальных зон (областей размыва и осадконакопления) и того же направления осей в байкальских и раннекаледонских складках в северных районах Южного и на Среднем Урале и снова принимающих северо-западное и субширотное направление на Приполярном и Полярном Урале, в Большеземельской тундре и на п-ве Канин.

Наиболее южным районом, где распространены достоверные нижнекембрийские и нижнеордовикские отложения, является упомянутый выше Кувандыкско-Медногорский, или Сакмарский. А. В. Хабаков (1967) пишет (стр. 36), что: «Линзы известняков (нижнекембрийских, — А. П.) залегают среди зелено-серых и зелено-бурых кремнистых туфосланцев с юго-западным падением». Простираие как нижнекембрийских, так и нижнеордовикских (кидрясовской) толщ, как показали наши наблюдения 1964—1965 гг., около $310-315^\circ$. Что касается среднедевонских, т. е. уже герцинских образований, представленных эффузивными и туфогенными породами, то они залегают с угловым несогласием на денудированной поверхности пород нижнего палеозоя, образуя изометрические в плане поля с прихотливыми, неправильными очертаниями (рис. 16).

В. Н. Павлинов (1937, стр. 20, рис. 4) показывает главные выходы кембрийских известняков с археоциатами в виде полосы северо-западного простираия, протягивающейся между широтой сел. Чураево на севере, в долине р. Сакмары, и долиной р. Урала, в районе устья р. Губерли на юге.

Указания на северо-западное направление осей байкальских и раннекаледонских складок в бассейне верхнего течения р. Белой имеются в работах Ф. Н. Шахова (1928) — для Таналык-Баймакского, Р. Э. Квятковского (1933) — для Белорецкого, Н. Н. Дин-

гельштедта (1933) — для Тирлянского районов, а у С. Н. Краузе и В. А. Маслова — для западного крыла Зилаирского прогиба, на



Рис. 16. Схема геологического строения Кувандык-Медногорского района Южного Урала (по А. В. Хабакову, 1967).

1 — выходы метаморфических сланцев толщи «М»; 2 — кембрийские известняки с археоциатами и водорослями; 3 — коренные выходы нижнекембрийских толщ; 4 — места находок органических остатков тремадока; 5 — песчаники и алевролиты

- 1 2 3 • 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13
 14 15 16 17 18

кидрясовской свиты; 6 — места находок органических остатков аренига и ландейло; 7 — пестрые туфосланцы кураганской свиты; 8 — ордовикские и силурийские известняки; 9 — места с находками граптолитов силура; 10 — известняки, кембрийский возраст которых не доказан; 11 — кремнистые сланцы, брекчии с прослоями песчаников; 12 — туфы и лавы; 13 — известняки среднего девона; 14 — альбитофиры и туфосланцы с линзами известняков среднего девона; 15 — места с находками растительных остатков из живетского яруса среднего девона; 16 — песчаники и сланцы зилаирской свиты; 17 — серпентиниты, пироксениты, габбро; 18 — меловые, неоген-палеогеновые и четвертичные отложения.

его протяжении от пос. Тирлян до сел. Мурадымово в долине р. Большой Ик.

Р. Э. Квятковский (1933), характеризуя условия залегания древних (в то время не расчлененных еще) толщ зоны Уралтау и Башкирского поднятия в районе к югу от г. Белорецка до сел. Кага, пишет следующее (стр. 7, 8): «Кварциты (метаморфической толщи, — А. П.), благодаря их меньшей эластичности, дают складки крупных размеров, характеризующие весь нару-

пленный комплекс. Простираение кварцитов чаще северо-восточное, как, например, на Ендык-таш и хр. Уралтау ... Но в некоторых частях кварцитово́й толщи имеются значительные отклонения от общего простира́ния. Непосредственно на север от рамки планшета по правому склону р. Нуры и на г. Малиновой выдерживается постоянное простира́ние NW 330°. На правой стороне р. Белой против Азнагуловского парома, выше Узянского завода, на вершине Шегай-таш, сложенной кварцитами, наблюдается простира́ние NW 305°; кварциты упираются в глинистые сланцы верхнего силура, имеющие простира́ние NE 20°, причем последнее выдерживается в сланцах на протяжении почти 70 км. Такое же несоответствие в простира́нии наблюдается по ключу Каргышты, впадающему в р. Белую, около 4 км ниже дер. Сермневой. Кварциты имеют здесь простира́ние NE 70—80°, причем сланцы и известняки, расположенные непосредственно восточнее, имеют простира́ние NE 10—30°.

Так как в 1928—1929 г., когда Р. Э. Квятковским проводились геологические исследования в описываемом районе, кварцитовые толщи докембрия и нижнего палеозоя стратиграфически не были расчленены, резкие изменения простира́ния в них не находили удовлетворительного объяснения. В настоящее время это можно объяснить различным возрастом толщ кварцитов, т. е. принадлежностью кварцитовых комплексов с различным направлением простира́ния к разным структурным этажам разреза верхнего докембрия и нижнего палеозоя.

Если Р. Э. Квятковский только констатирует факт наличия в древних кварцитах Белорецкого района субширотных направлений простира́ния, то Н. Н. Дингельштедт (1933), исследовавший одновременно с Р. Э. Квятковским Тирлянский район, пытается дать этому факту некоторое объяснение. Так, например, он, характеризуя тектонику окрестности пос. Тирлян, пишет (стр. 38): «Одним из запутаннейших участков является район к северу от Тирлянского завода. Здесь мы видим сильно перемятые породы граувакково-сланцевой толщи и кварциты, причем простира́ние их (кварцитов — А. П.), если двигаться с юга на север, постепенно переходит из меридионального в широтное с наблюдающимся разнообразным падением. Однако при детальном изучении условий залегания выясняется, что в данном случае имеет место второстепенная складчатость, усложняющая довольно пологое западное крыло синклинали́ной складки, с образованием в части этого крыла незначительных по масштабу поперечных складок. Несколько вытянутых в широтном направлении полос кварцитов представляет собой основания таких синклинали́ных складок».

В самой верхней части бассейна р. Белой, в хребтах Аваляк, Лысан-таш, на горе Куняк-Калган, в окрестностях сел. Старо-Махмутово и Кутюково, еще Ф. Н. Чернышев (1889) отмечал

субширотные простирания кварцитовых толщ, которые им относились в то время к девону.

Общее наиболее резкое изменение как простираний докембрийских толщ в местных купольного типа складках, так и направления всего Уралтауского поднятия в целом имеет место в Верхнеуфалейском и Нижнеуфалейском районах, где располагается одна из крупнейших брахиантиклинальных структур докембрия, сложенная парагейсами, амфиболитами и другими глубоко метаморфизованными породами, описание которых кратко дал Г. А. Кейльман (1967). Эта брахиантиклинальная структура располагается в пункте максимального изгиба всей системы уральских складок и докембрийских в особенности. В этом легко убедиться при взгляде на геологическую карту Урала любого масштаба. Сама Уфалейская гнейсово-амфиболитовая брахиантиклинальная структура вместе с покрывающими ее кварцито-сланцевыми верхнепротерозойскими толщами образует четко выраженную горизонтальную флексуру, северо-западный конец которой определяет господствующее северо-западное (тиманское) простирание толщ в байкальских и раннекаледонских складчатых структурах. Именно в Верхнеуфалейском районе, как по нашим данным, так и по данным других исследователей, господствуют северо-западные—юго-восточные простирания докембрийских и нижнепалеозойских толщ и относительно пологие, преимущественно северо-восточного направления, падения.

Так, например, Л. М. Миropolский (1931), описавший месторождения железных руд Верхнеуфалейского района, приводит следующие значения простираний и падений вмещающих рудные тела толщ пород по отдельным, в то время еще с не оплывшими бортами рудникам: 1) Ильинский рудник, в районе пос. Нижний Уфалей, азимут простирания вмещающих рудное тело пород $305-310^\circ$, падения на северо-восток под углами $45-50^\circ$; 2) Нижне-Шелейнский: азимут простирания $305-321^\circ$, падение к северо-востоку под углами $30-33-42^\circ$; 3) Верхнешелейнский: азимут простирания $290-330^\circ$, падение к северо-востоку $32-41^\circ$; 4) Старо-Березовский рудник: азимуты простираний $285-308-320^\circ$, падение северо-восточное под углами $32-38-40^\circ$; 5) Генеральский рудник: азимуты простирания $275-280^\circ$, падение северо-восточное под углами $33-36^\circ$; 6) Ново-Черемшанский рудник; азимуты простирания обнажавшихся в то время в руднике мраморов $300-310^\circ$, падение неясное; 7) Старо-Каркадинский рудник: азимуты простирания $287-303^\circ$, падение северо-восточное под углами $70-80^\circ$.

Согласно данным автора этой книги, на тракте пос. Маук — г. Верхний Уфалей, приблизительно посредине между ними, углисто-кремнистые сланцы в небольшой разработке с восточной стороны тракта имеют азимут падения 40° , угол падения 30° . В центральной части г. Верхний Уфалей (ул. Кирова, около дома

№ 29) азимут падения туфогенных сланцев — 40° , угол падения — 35° . В западной части города, на холме, несколько севернее дороги, в пос. Нижний Уфалей, замерен азимут падения 5° , угол падения 35° .

В районе г. Нязенетровска Г. А. Смирнов (1956) измерил значения азимутов и углов падения в нескольких пунктах: 1) на горе Соколиной азимут падения туфогенной толщи 35° , углы падения $40-45^\circ$; 2) на правом берегу р. Уфы, непосредственно ниже устья р. Малый Указар, толща переслаивающихся порфиритов и туффитов падает на северо-восток 20° , под углом 40° .

Севернее, в районе пос. Верхние Серги, нами установлены простирания ордовикских конгломератов хр. Шунут — от 315° до 345° (по многим замерам), падения — северо-восточные под углами $30-35^\circ$.

В пределах зоны Уралтау, к северу от пос. Билимбая до широты сел. Чердынь, т. е. приблизительно до ответвления Полюдова кряжа, из выбранных с геологических карт 779 замеров элементов залегания верхнепротерозойских и нижнепалеозойских (ордовикских) толщ пород в 467 пунктах, или в 60% от общего количества с замеренными элементами залегания, простирания оказались северо-западно—юго-восточными в диапазоне от 270° до 360° с падением пластов к юго-западу и северо-востоку, а в 312 пунктах, или в 40% общего количества замеров на том же пространстве, простирания оказались северо-восточно—юго-западными.

Напоминаем еще раз, что складки в верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщах имеют по преимуществу брахморфный купольный характер, так что вполне естественно, что в 40% пунктов, где были замерены элементы залегания, простирания в пунктах замеров оказались северо-восточными.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что предполагаемое наличие на Урале субширотных, или диагональных (северо-западных), по отношению к простиранию герцинских складок Урала структур являются объективной реальностью, хотя и интерпретируется разными авторами по-разному как во времени, так и в пространстве.

Наши представления о северо-западном направлении структурно-формационных зон позднего докембрия и раннего палеозоя и возникших в их пределах цепочек брахискладок схематически изображены на рис. 17.

Эволюция палеотектонических условий в течение позднего рифея, т. е. каратауской эпохи и раннего палеозоя (кембрий—ордовик), в схеме рисуется следующим образом. Структурно-фациальные зоны в позднем рифее вписывались в структуру того мощного Тимано-Монгольского геосинклинального пояса, который начинался (в границах СССР) на западе у границы Советского Союза и Норвегии, окаймляя с севера дорифейское ядро Русской

платформы, где в настоящее время он скрыт водами арктического бассейна; на п-ве Канин этот пояс поворачивал к юго-востоку, протягивался в юго-юго-восточном направлении до широты г. Верхний Уфалей, а на Среднем Урале, — приближаясь почти точно к меридиану и как бы сливаясь в современной структуре Урала с его герцинскими складками. Южнее широты г. Верхний Уфалей древние структурно-формационные зоны и складчатые структуры вновь отклоняются к юго-востоку и под мезозойскими и кайнозойскими отложениями юго-западной окраины Западносибирской низменности соединяются со структурно-формационными зонами позднего докембрия и раннего палеозоя Центрального и Восточного Казахстана, Северного Тянь-Шаня, Алашаньской складчатой зоны, Внутренней Монголии и Советского Южного Приморья. Установление конкретных структурных связей отдельных структурных зон и элементов этого огромного геосинклинального (складчатого) пояса, структурное развитие которого протекало на протяжении промежутка времени не менее чем в 1.5—2 млрд лет, потребует еще многолетнего труда всего коллектива геологов Урала, Казахстана, Средней Азии, Сибири и Дальнего Востока.

О качественных различиях в ходе тектонического развития Урала в каледонском и варисцийском циклах

Существо отличия каледонского и варисцийского циклов развития Уральской зоны земной коры состоит прежде всего в различной географической ориентировке как структурно-формационных зон, т. е. в сущности зон морского осадконакопления, и разделяющих их зон денудации и размыва в течение обоих этих циклов. Выше уже отмечалось как нами для Южного и Среднего Урала, так и рядом исследователей ВСЕГЕИ (Ю. Б. Евдокимовым и Г. Я. Базилевич, 1963), ГИН АН СССР (В. С. Журавлевым, А. С. Перфильевым, Н. П. Херасковым, 1965; А. С. Перфильевым, 1968) и др. для Северного, Приполярного и Полярного Урала и фундамента Печорской синеклизы, что в этих районах для байкалид и ранних каледонид («доуралид») господствующим является северо-западное направление осей упомянутых структурно-фациальных зон и образовавшихся в их пределах раннекаледонских складок.

Каледонский, точнее раннекаледонский, т. е. позднерифейско-кембро-ордовикский структурный, или палеотектонический, план Урала был продолжением на юг плана Тиманид (Шатский, 1945, 1960), т. е. позднекембрийских или позднерифейских и раннепалеозойских структурно-формационных зон и образовавшихся на их месте байкальских и раннекаледонских складок, обрамлявших в позднем докембрии и раннем палеозое древнее, дорифейское ядро Русской платформы с севера и северо-востока.

В районах среднего Урала от юго-восточного конца Полудова

кряжа до широты железной дороги Свердловск—Красноуфимск байкальские и раннекаледонские складки приобретают субмеридиональное направление, но уже на широте пос. Верхние Серги (хр. Шунут) в них снова обнаруживается тенденция к юго-восточному направлению осей структурно-формационных зон и складок, что особенно отчетливое выражение, как отмечалось выше, получает в Верхнеуфалейском районе.

Такое северо-западно—юго-восточное направление позднекембрийских и раннепалеозойских складчатых структур является, вероятно, следствием унаследованности направления осей дорифейских глубинных складок, или складок основания в понимании Э. Аргана (1935), крылья которых были осложнены разного типа дизъюнктивными нарушениями взбросового и надвигового характера. Отмеченные северо-западно—юго-восточные направления осей покровных и глубинных складок, а также, вероятно, и глубинных разломов, о которых говорилось выше, являлось общим и господствующим для области Урала, Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, представлявших в структурном смысле для позднего докембрия и раннего палеозоя единое целое.

В таконскую эпоху тектонической активизации, т. е. в период времени между концом карадокского века ордовика и началом, а местами, вероятно, концом лландоверийского века силура, в зоне современного Урала произошло обширное сводовое поднятие с субмеридиональным направлением оси. Вскоре вслед за этим в лландоверийском же веке силура произошло рифтового типа обрушение вершины сводового поднятия, в результате которого возникли местные обрушения, давшие начало геосинклиналям: Тагильской, просуществовавшей только в течение силура в форме неглубокой наложенной структуры; Восточноуральской, или Алапаевско-Каменской, Верхнетобольской. Именно в таконскую тектоническую эпоху Уральская геосинклинальная область и приобрела те основные черты палеотектонического плана, которые являются для всех уральских геологов такими привычными.

Таким образом, каледонский цикл развития Урала характеризовался прежде всего постепенной перестройкой эпибайкальского и раннекаледонского палеотектонического плана, характеризовавшегося преобладающе северо-западно—юго-восточным направлением осей структурно-фациальных зон и осей образовавшихся на их месте складчатых структур, на позднекаледонско-герцинский план с субмеридиональными на Южном, Среднем и Северном и северо-восточными на Приполярном и Полярном Урале складками. Кульминационным пунктом такой перестройки была, по-видимому, таконская эпоха тектонической активизации, в течение которой заложились основные общеуральского масштаба положительные и отрицательные структуры, развивавшиеся впоследствии как горст геоантиклинали и геосинклинальные местные прогибы вплоть до позднего палеозоя.

**ЧЕРТЫ СХОДСТВА И РАЗЛИЧИЯ В СТРУКТУРЕ
И ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
УРАЛА, ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА,
ЗАПАДНОГО И СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
И САЯНО-АЛТАЙСКОЙ ОБЛАСТИ**

Вопросы структурных связей Уральской геосинклинальной области в процессе ее развития и современного Урала, как области завершенной складчатости с окружающими его геологическими регионами, привлекают все большее и большее внимание исследователей. Это является вполне логичным и естественным, так как Урал, Центральный и Восточный Казахстан, Северный и Западный Тянь-Шань и Саяно-Алтайская складчатая область принадлежат единому в пределах СССР Урало-Саяно-Северотяньшаньскому, а в масштабе Евразии — Тимано-Монгольскому геосинклинальному (складчатому) поясу. Геосинклинальные условия в одних частях этого пояса установились еще в раннем протерозое, в других — в позднем протерозое, в третьих, наконец, — в начале палеозоя; в целом же этот подвижный пояс, занимавший огромное пространство между древними Восточноевропейской, Сибирской, Таримской и Северокитайской платформами, сохранял геосинклинальный режим в отдельных своих частях на протяжении протерозоя и всего палеозоя и в целом превратился в область завершенной складчатости только в конце палеозоя. Если исключить обширное пространство Западносибирской низменности, сведения о составе и строении домезозойского фундамента которой пока очень скудны, то в упомянутом Урало-Саяно-Северотяньшаньском поясе можно выделить следующие его основные структурные элементы, доступные для изучения геологическими и геофизическими методами: 1) Тиманиды, т. е. собственно Тиман и фундамент Печорской синеклизы, который, вероятно, будет состоять из байкальских и раннекаледонских складчатых структур, или «доуралид», по терминологии В. С. Журавлева, А. С. Перфильева и Н. П. Хераскова (1965); 2) Урал; 3) Центральный и Восточный Казахстан; 4) Западный и Северный Тянь-Шань; 5) Саяно-Алтайская область; 6) Енисейский кряж. Во всех упомянутых регионах, взятых в совокупности, в разрезе осадочного слоя земной коры четко выделяются три главных структурных этажа, или тектонических комплексов:

байкальский, каледонский и варисцийский, или герцинский, с границами между ними, несколько отличающимися как в различных районах отдельных складчатых областей, перечисленных выше, так и между этими областями.

Перечисленные складчатые области, входящие в состав Урало-Саяно-Северотяньшанского пояса, по их позиции в общей структуре последнего можно разделить на две группы: 1) Урал, Енисейский кряж и Восточный Саян, непосредственно примыкающие к Сибирской и Восточноевропейской (Русской) древним платформам; 2) Центральный и Восточный Казахстан, а также Северный и Западный Тянь-Шань, занимающие внутренние части пояса.

Логически мы вправе были бы ожидать, что все упомянутые складчатые области должны бы были с некоторыми второстепенными индивидуальными отличиями обладать чертами большого сходства, если не тождества, в строении и истории их тектонического развития, как части единого геосинклинального пояса. Между тем Алтае-Саянская область и Центральный Казахстан в литературе принято считать довольно типичными примерами каледонских складчатых сооружений, в то время как Урал рассматривается как один из наиболее представительных образцов областей герцинской складчатости, в чем легко убедиться при взгляде на любую сводную тектоническую карту или схему СССР.

Во введении к работе отмечалось, что Урал, по нашему мнению, имеет очень много общих черт с другими соседними с ним перечисленными выше складчатыми областями, а отнесение его к типичным герцинидам основывается не столько на современном фактическом материале, сколько на некоторых специфических особенностях его структурного плана, а главное — на традиции, сохранившейся с тех времен, когда считалось, что он сложен только породами девонского, каменноугольного и пермского возраста. Несомненно, на Урале существовали и герцинские геосинклинали, но они по своим масштабам далеко уступали геосинклиналям каледонским. Ведь наличие герцинских прогибов в Алтае-Саянской области не мешает считать эту последнюю в большей мере каледонской, чем герцинской, а Урал почему-то при масштабах герцинских геосинклиналей меньших, чем герцинские прогибы Алтае-Саянской области, считается едва ли не мировым тектонотипом, или стандартом, герцинских геосинклиналей и возникших на их основе складчатых сооружений.

Ниже на основе имеющихся современных данных делается попытка показать, что в строении Урала, Казахстана и Алтае-Саянской области, равно как в их истории развития, имеется больше черт сходства и общности, чем черт различия, и что Урал необходимо рассматривать в такой же мере каледонским, в какой и герцинским.

При сравнении Урала с упомянутыми выше складчатыми об-

ластями неизбежно возникает вопрос о том, какой принцип должен быть положен в основу сопоставления или сравнения. Здесь, по-видимому, возможны два пути: сопоставить или даже проследить по различным признакам отдельные структурные, или складчатые, зоны, глубинные разломы или их группы (шовные зоны), т. е. пытаться найти общие современные структурные элементы на Урале и в соседних с ним упомянутых областях. Другой путь, или метод сравнения, — это поиски общих черт в истории развития Урала и соседних областей, т. е. выявление черт сходства и различия в хронологии тектонических движений во всех упомянутых геосинклинальных областях, относящихся к Урало-Саяно-Тяньшаньскому поясу и в морфологии созданных в результате этих движений структур.

Попытки проследить структурные связи между восточным склоном Урала, западом Центрального Казахстана и Тянь-Шанем делались в последнее время в двух работах — С. С. Шульца (младшего) (1966) и А. А. Абдулина и др. (1966).

Выводы С. С. Шульца (1966), полученные преимущественно на основании изучения им лично геологии Кызылкумо-Алтайской системы варисцид, а также литературных первоисточников по районам Кызылкумов и Приаралья, сводятся к следующему (1966, стр. 27, 28).

«1. Данные геофизического изучения Приаралья и Кызылкумов свидетельствуют о том, что зона сочленения уральских и тяньшанских варисцидских структур имеет место в районе хребта Султануиздаг и Бузгульского валообразного поднятия фундамента юго-восточного Приаралья.

2. Рассмотрение геологического строения и тектоники хребта Султануиздаг, наиболее поднятого и обнаженного участка зоны сочленения варисцид Урала и Тянь-Шаня, показывает, что структуры, образованные как уральскими, так и тяньшанскими фациями варисцид, образуют единую дугу; формирование ее связано с внедрением гранитоидных батолитов в начале верхнепалеозойского времени. Резкое изменение простираний в зоне сочленения обусловлено различной ориентированностью эвгеосинклинальных прогибов варисцид Урала и Тянь-Шаня, смыкавшихся друг с другом в рассматриваемом районе.

3. Эти эвгеосинклинальные прогибы были частями обширного Урало-Тяньшаньского варисцидского пояса геосинклинальных прогибов, который в силуре, девоне и первой половине карбона протягивался от Новой Земли через Урал и Тянь-Шань в Монгольскую Гоби и обрамлял с востока Восточноевропейскую платформу, а с севера — массивы докембрийских складчатых сооружений Средней Азии, Таримский массив и Северокитайскую платформу.

4. Самостоятельной частью Урало-Тяньшаньского пояса является Кызылкумо-Алтайская система варисцид. В ее составе

выделяются внутригеосинклинальные поднятия ранневарисцидского времени — Ауминза-Туркестанский и Южнобукантауский антиклинории, миеосинклинальный Кульджукутау-Зеравшанский и эвгеосинклинальный Тамдынско-Алайский прогибы варисцид. С севера и юга Кызылкумо-Алайская система обрамлена поздневарисцидскими вулканическими поясами андезитового состава.

5. В пределах Тамдынско-Алайского эвгеосинклинального прогиба проходит Южнотяньшаньский офиолитовый пояс Южного Тянь-Шаня. Он состоит из ряда офиолитовых дуг-полос, продолжающих одна другую по простиранию, образуя две параллельно идущие попеременно сближающиеся и расходящиеся ветви пояса.

6. В позднем палеозое произошла резкая перестройка сформировавшихся к этому времени структур варисцидских складчатых сооружений. Эта перестройка привела к разобщению структур Урала и Тянь-Шаня и к формированию новой системы геосинклинальных прогибов, которую автор предлагает назвать областями тибетской (раннемезозойской) складчатости. Эти области в своем развитии связаны с геосинклинальным поясом Тетиса».

Применительно к варисцидскому циклу развития Урала и Тянь-Шаня приведенная интерпретация характера сочленения этих двух складчатых областей, с нашей точки зрения, вряд ли может вызвать какие-либо возражения, но С. С. Шульц не касается совершенно взаимоотношения уральских и тяньшаньских структурно-формационных зон, или геосинклиналей, на более ранних этапах их развития, что, по-видимому, он и не ставил своей задачей в рассматриваемой статье.

Единственно допущение, которое можно сделать, рассматривая возможные направления уральских варисцидских структурно-формационных зон в южном направлении, это то, что некоторая часть восточнуральских положительных и отрицательных структурных элементов могла, не отклоняясь к востоку на соединение с аналогичными элементами Западного Тянь-Шаня, продолжаться в субмеридиональном направлении далеко на юг и выступить на поверхности в Восточном Иране в пределах упомянутого выше (см. гл. III) массива Лут, охарактеризованного Дж. Штеклином (1966).

Выводы А. А. Абдулина и др. (1966, стр. 98, 99) формулируются следующим образом.

«1. Палеозойские структуры Восточного Урала и Западного Тянь-Шаня характеризуются сходным геотектоническим режимом и, по-видимому, входят в единую структурно-фациальную зону, которая является частью позднепалеозойской геосинклинальной области.

2. Непосредственно к востоку от указанной зоны расположена раннегерцинская геосинклинальная зона, объединяющая Чаткало-Кураминские горы, Большой Каратау и закрытые мезозой-кай-

нозойскими отложениями территории правобережья Сырдарьи, Восточных Кызылкумов и Южного Тургая.

3. Если первая из отмеченных зон характеризуется набором типично эвгеосинклинальных осадочных и магматических формаций среднего палеозоя, то вторая — миогеосинклинальным... комплексом образований и почти полным отсутствием магматизма в среднем палеозое.

4. Восточная граница раннегерцинской миогеосинклинальной области, которой отвечает главная структурная линия Тянь-Шаня и находящиеся на ее продолжении Главный Каратауский и Улутауский разломы, является наиболее крупным тектоническим элементом территории планетарного значения и служит границей раздела герцинид Урало-Тяньшаньского пояса и каледонид Центрального Казахстана».

В связи с тем что настоящая работа посвящается истории тектонического развития Урала, ниже мы остановимся в первую очередь на сходстве и различиях в хронологии колебательных и складкообразующих движений каледонского цикла на Урале и в перечисленных выше соседних складчатых областях, а затем уже попытаемся наметить некоторые общие структурно-формационные зоны в пределах Урало-Саяно-Тяньшаньского геосинклинального пояса для позднего докембрия (рифей) и каледонского этапа его тектонического развития.

Хронология тектонических движений каледонского геотектонического цикла на Урале и в соседних с ним геосинклинальных складчатых областях

Салаирские тектонические движения. На Урале движения салаирской тектонической эпохи были важнейшими, и следы их проявления установлены на всем протяжении хребта более чем в 200 опорных разрезах. Местами движения этой эпохи были колебательными, т. е. имели характер поднятий земной коры, местами же — складкообразующими, о чем свидетельствует наличие угловых несогласий между нижнекембрийскими и нижнеордовикскими отложениями, в частности в Сакмарском поднятии на западном склоне Южного Урала. Следовательно, время проявления салаирских движений на Урале определяется от среднего до позднего кембрия и, по-видимому, движения земной коры проявились в рамках этого интервала времени в различных регионах Урала в различные отрезки средне- и позднекембрийской эпохи.

В стратиграфическом разрезе Северо-Восточного Казахстана Р. А. Борукаев (1955, рис. 11) показывает перерыв, складчатость и интрузии гранодиоритов, гранитов и сиенит-порфиров в самых верхах кембрия, между отложениями сасыксорской толщи, относящейся ко второй половине среднего кембрия, и торткудукской,

возраст которой определяется как самые верхи кембрия—низы ордовика ($Sm_3^{2+3} + S_1^1$). После отложения осадков, излияния вулканических лав и накопления туфогенных продуктов торткудукской свиты, т. е. приблизительно на рубеже тремадокского и аренигского веков раннего ордовика, Р. А. Борукаев в том же разрезе показывает складчатость, перерыв и интрузии сиенитов. Таким образом, по данным этого исследователя, в северо-восточной части Центрального Казахстана в салаирскую эпоху проявились интенсивные складкообразующие движения земной коры, сопровождавшиеся интрузивной деятельностью.

Однако в схеме стратиграфии и корреляции ордовика Казахстана, утвержденной на совещании в мае 1958 г., во всех районах распространения ордовикских отложений, исключая северо-восточную часть Центрального Казахстана, описанную в упомянутой работе Р. А. Борукаева (1955), показано согласное залегание тремадока на верхнем кембрии и аренига на тремадоке. Другими словами, совещание констатировало отсутствие салаирских движений земной коры в Казахстане, за исключением северо-восточной части Центрального Казахстана.

В ряде работ более позднего периода есть указания на проявление колебательных и складчатых движений салаирской тектонической эпохи и в других областях распространения ордовикских и кембрийских отложений Казахстана. Так, например, Т. Е. Руквишника (1961) отмечает, что в Чу-Илийских горах (гора Джамбул) нижнеордовикская акджальская свита, состоящая из мелкогалечниковых конгломератов и песчаников, алевролитов, известняков, порфиритов и туфов, залегает с угловым несогласием в разрезе на р. Канылсай на докембрийских, а на горе Джамбул — на нижнекембрийских отложениях и трансгрессивно покрывается отложениями лланвирнского яруса среднего ордовика. Н. П. Четверикова (1961) указывает на несогласное залегание в районе ст. Байконур конгломератов и туфов бульгалинской свиты верхнего кембрия—нижнего ордовика на контальской свите среднего кембрия и в том же районе — на несогласное наложение среднеордовикской ишимской свиты на кембрийские отложения.

На несогласное залегание акджальской свиты нижнего ордовика на породах кембрия и докембрия в Чу-Илийских горах указывает также А. А. Недовизин (1961). И. Ф. Никитин (1964) считает наличие перерыва на границе кембрия и раннего ордовика характерным для всей Селеты-Чу-Илийской структурно-формационной зоны ордовика в Казахстане. Таким образом, в четырех областях распространения ордовикских отложений в Казахстане из шести, выделенных в таблице корреляции ордовика 1958 г., именно: в Восточных Мугоджарах, Западном Приишимье, Селеты-Чу-Илийской зоне и северо-восточной части Центрального Казахстана, следы проявления салаирских движе-

ний земной коры обнаруживаются, и упомянутая таблица стратиграфии и корреляции ордовика, принятая на совещании в 1958 г., требует, вероятно, уточнения с учетом новых данных, полученных в течение последнего десятилетия. По-видимому, перерыв в основании ордовикской системы отсутствует в Казахстане, как предполагают В. М. Добрыни и Е. М. Сигитова (1962), в Южном Улутау, хотя Л. И. Боровиков (1965) показывает в схеме стратиграфии кембрийских отложений Центрального и Южного Казахстана (табл. 4, стр. 214) выпадение из разреза Улутау-Джезказганского района большей части шидертинского горизонта верхнего кембрия, что могло быть обусловлено только проявлением здесь движений земной коры салаирской эпохи.

Алтае-Саянская область является тем регионом, где впервые в Салаирском кряже, в окрестностях пос. Гурьевска, Б. Ф. Сперанским и К. В. Радугиным (Радугин, 1926) были установлены следы проявления движений земной коры салаирской эпохи в форме несогласия между песчаниками и сланцами самых низов ордовика (обнажения 9е, 9а, 9с, 22а, по этим авторам) и вышележащими конгломератами, содержащими в гальках фауну низов ордовика, встречающуюся в коренном залегании в нижележащих сланцах и известняках указанных обнажений. Таким образом, перерыв осадконакопления и, по-видимому, слабое угловое несогласие, послужившие исходными данными и основанием для установления в дальнейшем салаирской фазы складчатости и даже целого геотектонического цикла, выделяемого некоторыми сибирскими и казахстанскими геологами, располагаются не на границе кембрия и ордовика, а в самых низах последнего. С точки зрения современных требований к стратотипам и тектонотипам, разрез в окрестностях пос. Гурьевска не очень представительен. В изображении К. В. Радугина (1926, рис. 2) в нем незаметно никакого углового несогласия между сланцами и известняками, залегающими ниже перерыва, и конгломератами, расположенными над ним. Однако описание разреза позволяет точно датировать стратиграфический уровень салаирского перерыва началом ордовика, а не поздним или даже средним кембрием, как это стали делать многие исследователи впоследствии.

Характеристика структурного взаимоотношения ордовикских отложений с более древними в Алтае-Саянской области имеется в работах Т. Н. Алиховой и Е. В. Владимирской (1958), В. Г. Беличенко и П. М. Хренова (1965), Е. В. Владимирской (1960), А. Б. Гинцингер (1962, 1964), Н. М. Задорожной (1961), И. Н. Казакова (1961), Ж. Д. Никольской, В. Е. Попова, В. А. Трофимова (1963), В. М. Сенникова (1962, 1964), В. М. Сенникова, М. К. Винкман, А. Н. Кононова (1959), В. И. Тихонова (1956) и др., а также в региональных очерках о кембрийских отложениях области в томе «Кембрийская система» (М. К. Винкман и

О. К. Полетаева; В. Д. Фомичев; Д. И. Мусатов; А. Л. Додин; Н. С. Зайцев и А. А. Моссаковский; Н. С. Зайцев и Н. В. Покровская; Н. С. Зайцев и А. Д. Смирнов). В таблице корреляции разрезов кембрия, приложенной к главе, посвященной Алтае-Саянской области, перерыв и угловое несогласие на границе кембрия и ордовика, в большинстве случаев с выпадением из разреза всего верхнего кембрия, показаны в следующих регионах области: Горном Алтае (Катунский антиклинорий), Салаире, Кузнецком Алатау (в разрезах р. Кни, Игосско-Сыйского прогиба, Батеневско-Саксырского поднятия — урочище Большие Солонцы и р. Большая Ерба), в Туве (в западных районах — горы Ак-Говрак, Утук-Кая, в центральных районах — по правому берегу р. Улуг-Хем, в междуречье рек Баян-Гол, Илинг-Хем, хребте Восточный Тапну-Ола, в разрезах рек Шивелик-Хем и Кадый), Восточном Саяне (в разрезах Сархойского и Казыр-Кизирского синклинориев — по правобережью верховьев р. Казыр, в бассейне рек Шинды и Балахтисона, в окрестностях сел. Камешки; в Сыда-Сисимском синклинории — в районе пос. Лодочного на р. Сисим; в Манском прогибе — в бассейне р. Базаихи и в бассейне р. Маны). Таким образом, из 20 разрезов, выделенных в таблице корреляции кембрийских отложений области, предордовикское несогласие не показано только в четырех: 1) в бассейнах рек Кожух, Мурук и Китат — в Кузнецком Алатау; 2) в Горной Шории; 3) на северном склоне Западного Саяна; 4) в северо-западных районах Тувы. Однако Т. Н. Алихова и Е. В. Владимирская (1958) считают, что предордовикское несогласие имеет место и в Горной Шории, и в северо-западной части Кузнецкого Алатау (в бассейнах рек Китат, Кожух и Тайдон), и в Западном Саяне, и в Туве. Соображения этих исследователей о наличии салаирского несогласия в четырех упомянутых районах Алтае-Саянской области более подробно изложены в нашей работе, посвященной характеристике каледонского цикла тектонической истории Земли (Пронин, 1969, гл. II).

Таким образом, тектонические движения салаирской эпохи имели место во всех районах распространения ордовикских и кембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области.

Характеристика ордовикских отложений советской Средней Азии и их взаимоотношения с кембрийскими или докембрийскими породами дается в работах М. М. Адышева, К. Е. Калмурзаева и В. Г. Королева (1964); А. Бакирова, К. Н. Нурманбетова (1964); Л. Н. Бельковой и В. Н. Огнева (1964); Б. Джолджоева (1964); Ю. В. Жукова и В. И. Кнауф (1964); К. Е. Калмурзаева (1963); А. И. Ким (1963); В. Г. Королева (1964); Б. В. Яскович (1959) и др.

Структурные соотношения между ордовикскими и подстилающими их доордовикскими отложениями, на основе данных упомя-

нутых и ряда других авторов, представляются в следующем виде.

Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев (1964) выделяют в Северном Тянь-Шане следующие районы распространения ордовикских отложений, по которым коррелируются разрезы в их работе: 1) западная часть Киргизского хребта, 2) р. Толук, 3) р. Кепташ, 4) р. Аксу, 5) хр. Джумголтау, 6) перевал Долоп в хр. Байдула, 7) хр. Кунгей-Алатау. В работе Ю. В. Жукова и В. И. Кнауф (1964) описываются также разрезы в восточной части Северного Тянь-Шаня: 1) р. Толук, 2) хр. Кавак-тау, 3) хр. Джульгаль Кара-Майнок, 4) восточной части хребта Терской-Алатау, 5) Киргизской структурно-формационной подзоны Северного Тянь-Шаня, 6) Кеминской структурно-формационной подзоны, 7) Кендыктаской структурно-формационной подзоны. В трех последних из перечисленных разрезов структурный характер нижней границы ордовикских отложений остался пока не выясненным в связи с плохой обнаженностью в этих районах. Не выяснен также характер контакта ордовика с подстилающими породами в разрезе по р. Аксу, описанном Л. Н. Бельковой и В. Н. Огневым (1964). В остальных десяти районах ордовикские отложения в Северном Тянь-Шане залегают с перерывом и угловым несогласием на породах от верхнекембрийских до позднедокембрийских (синийских, по авторам двух упомянутых работ).

Повсеместный характер перерыва и несогласия между ордовиком и кембрием подчеркивается в работах Б. В. Яскович (1959) и А. И. Ким (1963) для всей юго-западной — Зеравшано-Гиссарской зоны Тянь-Шаня. Первый из упомянутых авторов пишет по этому поводу (стр. 54): «Приведенные данные позволяют считать региональным характер несогласия между ордовиком и кембрием в Юго-Западном Тянь-Шане, обусловленным проявлением салаирской фазы». К. Е. Калмурзаев (1963) устанавливает перерыв и несогласие между ордовиком и кембрием или докембрием в Центральном Тянь-Шане — на западе в Чаткало-Нарынской зоне, а в самой восточной части Киргизской ССР — в Сары-Джазском районе. Таким образом, предордовикское несогласие, обусловленное проявлением движений земной коры в салаирскую эпоху, наблюдается во всех или почти во всех районах распространения ордовикских отложений в советской части Тянь-Шаня, главным образом Северного и Западного.

Подводя итог приведенным данным о следах проявления салаирских движений земной коры в соседних с Уралом областях, расположенных к востоку от него, можно сказать, что эти движения охватывали все пространство Урало-Саяно-Тяньшаньского геосинклинального (складчатого) пояса, будучи, однако, по-видимому, более интенсивными в районах, прилегающих к древним платформам, т. е. на Урале, в Алтае-Саянской области и в Тянь-Шане, и менее интенсивными в районах Центрального и Восточного Казахстана, более удаленных от жестких массивов древнего

фундамента Восточноевропейской, Сибирской и Таримской платформ.

Таконские тектонические движения. На Урале таконские движения, как отмечалось выше, были менее интенсивными, чем салаирские и позднекаледонские, однако они сыграли огромную роль в перестройке структурного плана уральской зоны земной коры, заложив основы ее субмеридионально вытянутой структурно-формационной зональности, столь характерной для позднекаледонского (силурийского) и варисийского этапов развития Уральской геосинклинальной области и структурной зональности Урала на его современном эрозионном срезе. Основным типом движений земной коры на Урале было, по-видимому, ее сводовое поднятие с осью свода, приблизительно совпадающей по направлению с современной водораздельной линией хребта.

На рубеже ордовика и силура на фоне сводового поднятия образовались разломы земной коры субмеридионального направления, охватившие ее, по-видимому, на всю мощность и ограничившие образовавшиеся блоки или глыбы, также вытянутые на Южном, Среднем и Северном Урале в субмеридиональном направлении. Тогда же одни из этих блоков погрузились, положив начало геосинклинальным прогибам (Тагильскому, Магнитогорскому, Восточнourальскому и др.), другие, наоборот, сохраняли гипсометрическую стабильность или были несколько приподняты и образовали современные поднятия (Башкирское, Уралтауское, Восточнourальское и Восточномугоджарское).

Таким образом, таконские движения земной коры были, по-видимому, наиболее важными в истории развития Уральской геосинклинальной области, положившими резкий рубеж между структурно-фациальным планом области в раннем и среднем палеозое.

Характеристика структурных соотношений силурийских и ордовикских или более древних отложений дается по всем областям их распространения на территории СССР в опубликованном в 1965 г. томе «Силурийская система» из 14-томного издания «Стратиграфия СССР».

В пределах Казахстана в книге «Силурийская система» выделены следующие области распространения силурийских отложений: 1) Ерментау-Чингиз-Тарбагатайская зона (северо-восточная часть Центрального Казахстана, хребты Чингиз и Тарбагатай); 2) Бетпак-Дала—Южноджунгарская зона (северо-западное Прибалхашье и Восточная Бетпак-Дала); 3) Южная Джунгария, Чубалхашский водораздел и Юго-Западное Прибалхашье; 4) Джунгаро-Балхашская зона (Караганда, Прибалхашский район и Северная Джунгария).

Характеристика силурийских отложений первой области в книге «Силурийская система» дана С. М. Бандалетовым, второй — Б. И. Борсуком, третьей — Т. Б. Рукавишниковой и С. Р. Токмачевой, а четвертой — М. А. Борсяк.

В таблице корреляции силурийских отложений Казахстана сопоставлены разрезы 11 районов, выделенных в пределах четырех упомянутых областей. В первой области: 1) междуречье рек Шидерты-Оленты, 2) хр. Чингиз, 3) хр. Тарбагатай; во второй области: 4) Бетнак-Дала, 5) Чу-Балхашский водораздел: — в третьей: 6) Юго-Западное Прибалхашье — Мынарал-Аккерме, 7) Северо-Западное Прибалхашье — урочище Кызыл-Эспе; 8) Южная Джунгария; в четвертой: 9) бассейн р. Медине, 10) юго-восточная окраина Карагандинского бассейна, р. Айнасу, 11) Северное Прибалхашье — район Кентыряху.

Во всех без исключения перечисленных районах на границе силурийских и ордовикских отложений имеет место перерыв и угловое несогласие. В одних районах, как например, в Шидертинской зоне, хребтах Чингизе и Тарбагатае, — короткий, в других, как в Северо-Западном и Северном Прибалхашье и Караганде, — длительный, с выпадением из разреза всего лландовери или даже лландовери и венлока. Повсеместный перерыв и несогласие между ордовиком и силуром в Казахстане были отмечены и в Резолюции совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, состоявшегося в мае 1958 г.

Таким образом, в Казахстанской зоне Урало-Саяно-Тяньшанского геосинклинального (складчатого) пояса складчатость таконской эпохи была одной из главных в каледонском цикле его развития; она вместе со следующей по времени складчатостью позднекаледонской эпохи подготовила условия к переходу этой зоны пояса в молодую эпикаледонскую платформу, сохранившую, однако, еще значительную тектоническую активность.

В пределах Тянь-Шаньской области в книге «Силурийская система» выделены следующие структурно-формационные зоны: 1) Туркестано-Алайская, 2) Туркестано-Зеравшанская, 3) Зеравшано-Гиссарская, 4) Баубашатинская, 5) Яссы-Атбашинская, 6) Аксайская, 7) Джангджирская, 8) Чаткальская, 9) Восточная оконечность Алайской горной области, 10) Памир и Дарваз. Авторами описаний силурийских отложений и их структурного взаимоотношения с ордовикскими или более древними являются: первой зоны — Г. С. Поршняков и В. Д. Чехович; второй — П. Д. Виноградов, третьей — В. Р. Мартышев, В. Л. Лелешус, А. И. Лаврусевич; четвертой — А. С. Волкова; пятой и шестой — А. Е. Довжиков; седьмой — А. С. Волкова и А. Е. Довжиков; восьмой — Е. И. Зубцов; девятой — А. С. Волкова; десятой — Б. П. Бархатов.

В таблице корреляции разрезов силура Тянь-Шаньской области несогласие между силуром и ордовиком показано только в двух первых из перечисленных зон, во всех остальных вопрос о характере структурной границы между силурийскими и ордовикскими отложениями остается невыясненным; эта

граница в таблице показана пунктирной линией со знаком вопроса.

В некоторых других работах разных авторов вопрос о структурном типе границы ордовика и силура решается более определенно. Так, например, для Зеравшано-Гиссарского хребта В. Л. Лелешус (1959) указывает на трансгрессивное залегание ландоверийского яруса силура на ордовике с базальными конгломератами в основании. М. М. Кухтиков (1964), описывая геологическое строение Зеравшанской долины, указывает, что силурийские отложения в этом районе несогласно залегают на докембрийских образованиях. Почти одновременно А. И. Ким (1963) пишет о том, что в том же Зеравшано-Гиссарском хребте шахриомонский горизонт ордовика постепенно сменяется арчалыкскими слоями с фауной нижнего ландовери.

Такие разноречивые мнения о соотношении силурийских отложений с подстилающими их более древними в одних и тех же районах объясняются, вероятно, не ошибочными заключениями того или другого исследователя, а сложностью, так же как на Урале, палеотектонической обстановки геосинклинальной области Тянь-Шаня на рубеже ордовика и силура, при которой согласное и несогласное залегание последних в разрезах изменяется на коротких расстояниях.

В пределах Алтае-Саянской области в книге «Силурийская система» выделено всего лишь четыре района распространения силурийских отложений: 1) Алтай и Калба, 2) Салаир, 3) Западный Саян и 4) Тува. Авторами описаний силура в этих районах являются: первого — М. Н. Барцева и М. С. Потапова; второго — Г. С. Харин, В. А. Желтоногова, В. Г. Зинченко и В. Д. Фомичев; третьего и четвертого — Е. В. Владимирская. В таблице корреляции разрезов силурийских отложений области сопоставлены разрезы: 1) Алтая и Калбы, 2) Тувы и Юго-Восточного Алтая, 3) Юго-Восточного Алтая, 4) Западной и Центральной Тувы, 5) Восточной Тувы, 6) Салаира, 7) Западного Саяна. В первых четырех районах силурийские отложения (в первом, втором и третьем — венлокского яруса, а в четвертом — ландоверийского) залегают с перерывом и угловым несогласием на ордовикских и кембрийских отложениях, в пятом районе ландоверийские песчаники и алевролиты лежат на ордовике согласо. В Салаире оселкинская свита ландоверийского возраста лежит на ордовике предположительно с перерывом и угловым несогласием, а в Западном Саяне предполагается согласное залегание силура на ордовике. Однако Е. В. Владимирская (1961, стр. 115), описывая силурийские отложения бассейна р. Ус в Западном Саяне, говорит, что нижняя сероцветная толща «начинается базальными конгломератами, обломочный материал которых состоит почти исключительно из нижележащих пород». Эти последние условно относятся автором статьи к верхнему кембрию. В еще более ранней

работе О. И. Никифорова и Е. В. Владимирская (1958) допускали наличие перерыва и несогласия в основании силурийских отложений во всех районах их распространения в Алтае-Саянской области, т. е. в Кузбассе, на северо-восточном склоне Садыра, на Алтае, в Туве и в Западном Саяне.

Таким образом, колебательные и складкообразующие движения таконской эпохи охватывали всю площадь Урало-Саяно-Тяньшанского геосинклинального пояса, проявляясь в одних областях, как, например, на Урале, в форме поднятий земной коры или глубинных складок большого радиуса кривизны, в других (Казахстане, Алтае-Саянской и Тяньшанской областях) — в виде различного типа складчатости и поднятий.

Позднекаледонские тектонические движения. На Урале девонские отложения пользуются обширным распространением на обоих его склонах и характеризуются полнотой разрезов и богатством и разнообразием фаун. Последнее обстоятельство обусловило высокую степень изученности стратиграфии девонских отложений и местами широко распространенных вулканических пород. Как отмечалось и в первой книге автора, посвященной описанию герцинского цикла тектонической истории Урала (Пронин, 1965), и в гл. IV настоящей работы, позднекаледонские движения земной коры на Урале проявились повсеместно и обусловили установление на подавляющей части его территории как на западном, так и на восточном склонах условий молодой эпикаледонской платформы. Начало движений земной коры позднекаледонской эпохи относится к рубежу между ранним и поздним лудловом, а окончание — ко второй половине раннедевонской эпохи. Главное, наиболее широко распространенное несогласие имеет место на Урале под отложениями эйфельского яруса среднего девона; оно, как указано в гл. IV, наблюдалось на обоих склонах Урала не менее чем в 195 конкретных опорных разрезах из 213, т. е. в 91% изученных разрезов.

Сведения о стратиграфии девона Казахстана и характере его структурного взаимоотношения с подстилающими отложениями по состоянию на 1958 г. были обобщены в таблице корреляции девонских отложений Казахстана и Алтая, приложенной к Резолюции совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, состоявшегося в Алма-Ате в мае 1958 г. В этой таблице сопоставлены разрезы девона следующих областей Казахстана и Алтая: 1) Кокчетавской; 2) Карагандинской; 3) Джунгаро-Балхашской: а) по северо-восточному Прибалхашью, б) по северному крылу Джунгарского Алатау; 4) Тарбагатайской; 5) Калбинской; 6) Южно-алтайской; 7) Рудно-Алтайской; а) по Иртышской зоне смятия, б) Змеиногорско-Тарханскому и в) Лениногорско-Зыряновскому районам; 8) Бетнакдалинской; 9) Каратауской.

Во всех 13 перечисленных сводных разрезах Казахстана и Алтая девонские отложения залегают на силурийских или более древних с перерывом и угловым несогласием, при этом в Кокчетавской, Карагандинской, Джунгаро-Балхашской и Иртышской зоне смятия Рудно-Алтайской области перерыв и угловое несогласие располагаются в основании жединского яруса нижнего девона; во всех прочих перерыв охватывает почти весь или весь нижний девон, а в Калбинской области также большую часть эйфельского яруса среднего.

После 1958 г. стратиграфия девонских отложений различных районов Казахстана и их соотношение с более древними описывались в работах: А. А. Абдулина, А. Б. Ли, Б. С. Цирельсона, М. М. Майлибаева и Б. А. Кулубекова (1966) — по Иргизской зоне Мугоджар; Р. М. Антонюк и Н. В. Аксаментовой (1964) — по Северо-Западному Причингизью (по 9 районам); Н. А. Афоничева и А. Е. Савичевой (1960), Н. А. Афоничева (1962), В. А. Буш и Н. И. Филатовой (1963) — по Джунгарскому Алатау; Э. М. Великовской (1966) — по Чингиз-Тарбагатайскому мегантиклинорию; Н. К. Двойченко и А. Ф. Харченко (1962) — по Джунгаро-Балхашской геосинклинали; К. И. Дворцовой (1965) — по Чу-Илийским горам; А. Х. Иванова (1962) — по бассейну р. Бораталы в Джунгарском Алатау; О. А. Мазаровича, С. П. Малиновской, О. П. Обручевой, В. М. Фрейзон и А. Л. Юриной (1966) — по Сарысу-Тепизскому водоразделу; Г. И. Макарьчева (1961) — по хребту Каратау; А. Е. Михайлова (1965) — по западной части Центрального Казахстана; Л. Г. Никитиной (1964) — по северо-восточной части Центрального Казахстана; С. Г. Токмачевой (1965) — по Западному Прибалхашью (район п-ова Ак-Керме); Е. П. Успенского (1965) — по юго-западному склону хр. Чингиз; И. Б. Филипповой и М. Н. Щербаковой (1960) — по Верхатайсуйскому району; Н. П. Четвериковой, В. А. Сытовой, Г. Т. Ушатинской, Н. Б. Келлер, О. Б. Бондаренко и Л. М. Улитина (1966) — по Нуринскому синклинорию в Карагандинской области; Н. П. Четвериковой (1966) — по краевому вулканическому поясу Центрального Казахстана и др. В этих работах имеются новые данные по всем основным районам распространения девона Центрального Казахстана, по которым сопоставлялись разрезы в Резолюции совещания 1958 г.

Согласное залегание нижнего девона на силуре указывается Н. В. Аксаментовой и Р. М. Антонюк в районе оз. Верхний Шингиль в Северо-Западном Причингизье, а Н. К. Двойченко и Л. Ф. Харченко — в северо-западной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали, хотя жединский ярус нижнего девона здесь сложен пестроцветными обломочными породами. Во всех остальных работах отмечается налегание нижнего или среднего девона на силурийские или более древние отложения с перерывом и угловым несогласием, т. е. подтверждаются выводы совещания

1958 г. Таким образом, Центральный Казахстан является одной из типовых областей проявления каледонской (позднекаледонской) складчатости, превратившей его в молодую эпикаледонскую платформу, сохранявшую, однако, в течение варисцийского геотектонического цикла еще достаточно высокую тектоническую активность.

Сводка данных по стратиграфии девона Средней Азии по состоянию на 1958 г. дана в статье Б. П. Марковского, опубликованной в I-м томе книги «Геологическое строение СССР» (1958).

После 1958 г. стратиграфия девонских отложений Средней Азии и характер их нижней границы описывались в работах: У. Асаналиева (1964) — по Сумсарскому району Тянь-Шаня; В. С. Буртмана (1963) — по центральной части Киргизского хребта; А. А. Волковой (1960) — по Северо-Восточной Фергане; Ю. В. Жукова (1961) — по району верховьев р. Нарын; Н. И. Ишназарова (1965) — по Чаткальскому хребту; В. Л. Лелешуса (1965) — по Зеравшано-Гиссарской горной области; А. М. Обука и Е. И. Зубцова (1965) — по горному обрамлению Нарынской впадины; К. Сагындыкова (1964) — по хр. Кок Ийрим-тоо; А. С. Шадгинова и В. Б. Аверьянова (1962) — по бассейну р. Кунтимас в Зеравшанском хребте; в коллективной сводной работе О. И. Сергуньковой, Г. Ю. Альферова, М. А. Ахмеджанова, А. К. Бухарина, А. И. Ким, О. И. Ким, Н. М. Ларина, А. С. Макарова, И. А. Пяновской, К. К. Пяткова и А. Л. Суздальского (1965) — по всем районам распространения девонских отложений на территории Узбекской ССР, т. е.: 1) Кураминскому хребту, 2) Моголтау, 3) Барактынтау, 4) горам Калаканта, 5) Сукок-Заркентскому району Чаткальского хребта, 6) северо-восточной части Чаткальского хребта, 7) Султануиздагу, 8) Кызылкумам, 9) Мурунтау, 10) Нурутау, 11) западной части Туркестанского хребта, 12) междуречью Исфара-Шахмардан—Исфайрам, 13) западной части Зеравшанского хребта.

Характер структурной границы девонских отложений с подстилающими их, согласно авторам последней работы, представляется следующим образом.

1. В Кураминском хребте по разрезам: 1) Барактынтау, 2) Такели, 3) Окуртау, 4) Калаканта, 5) Каратагата, 6) Курусая, 7) Туранглы, 8) Джангалык, 9) Чалата, 10) Касканасу и 11) Ургаза девон (условно живетский ярус), представленный внизу конгломератами и песчаниками, а выше — мергелями, доломитами и известняками, залегает трансгрессивно на додевонских породах.

2. В горах Моголтау эйфельский ярус, сложенный внизу конгломератами и брекчиями машринской свиты, лежит с угловым несогласием на породах нижнего палеозоя.

3. В Сукок-Заркентском районе Чаткальского хребта вопрос о характере нижней границы выяснен недостаточно, так как ниже фаунистически охарактеризованного живетского яруса здесь развиты различные вулканогенные породы кугалинской свиты, отнесенной условно к нерасчлененному нижнему девону и эйфельскому ярусу среднего, нижний контакт которой не обнажен. В основании живетского яруса, налегающего на кугалинскую свиту, отмечается перерыв и несогласие.

4. В северо-восточной части Чаткальского хребта, севернее долины р. Чаткал, вопрос о нижней границе девона остается неразрешенным, а к югу от этой долины низы девона сложены континентальной осадочно-вулканогенной свитой, залегающей резко несогласно на нижнем палеозое и силуре и, в свою очередь, несогласно перекрытой породами живетского яруса.

5. В горах Султангуиздаг вопрос о характере и положении в разрезе границы силура и девона остается неразрешенным по причине сильного метаморфизма пород.

6. В горах Кульджуктау Кызылкумов нижнедевонские известняки и доломиты залегают с размывом, но без углового несогласия на верхнесилурийско-нижнедевонских образованиях балпантауской свиты. В западном направлении от гор Кульджуктау и Тамдытау нижний девон выклинивается, а эйфельский ярус в тех же горах в первом случае (Кульджуктау) лежит с невыясненным соотношением на нижнем девоне, а во втором — с угловым несогласием на нижнем девоне и нижнем силуре.

7. В горах Мурунтау дженгельдинская свита нижнего девона с угловым и азимутальным несогласием лежит на породах беспанской свиты нижнего силура. Среднедевонская южнобоздонская свита лежит с эрозионным несогласием на доломитах верхов дженгельдинской свиты.

8. В хр. Нурутау по 9 разрезам установлено развитие здесь морских отложений нижнего и среднего девона и франского яруса верхнего, но вопрос о характере нижней границы нижнего и границы между нижним и средним девоном даже в наиболее изученных разрезах гор Ханбандытау и Писталитау остается невыясненным.

9. В западной части Туркестанского хребта в гряде Кунжак нижнедевонские карбонатные толщи связаны постепенным переходом с такого же типа толщами верхнего силура. В средней части северного склона хребта, а также в южной виргации его, в горах Чумкартау в основании нижнего девона М. М. Посохова и А. Н. Голиков (по О. И. Сергуньковой и др.) отмечают перерыв с базальными конгломератами в низах кобленцкого яруса, а жединский ярус здесь выпадает из разреза. Эйфельский ярус, по данным упомянутых исследований в горах Чумкартау, залегает согласно на доломитах нижнего девона.

10. На междуречье Исфара—Шахимардан—Исфайрам, в хр. Кашрантау известковистые песчаники и глинистые сланцы жединского яруса с горизонтом базальных конгломератов в основании лежат с перерывом и угловым несогласием на разных горизонтах силура.

11. В окрестностях сел. Вуадиль, восточнее р. Исфайрам в восточной Фергане, конгломераты, песчаники, гравелиты, аргиллитовые сланцы с линзами известняков кобленецкого яруса нижнего девона трансгрессивно залегают на силуре с выпадением из разреза толщи жединского яруса.

12. В западной части Зеравшанского хребта карбонатная толща нижнего девона (бурсыхирманский горизонт) согласно залегают на доломитах и известняках верхнего лудлова; эйфельский ярус в бассейне р. Кашкадарьи согласно лежит на нижнем девоне, а на северном склоне хр. Чапылкаян — трансгрессивно перекрывает породы верхнего силура.

Таким образом, согласно залегание нижнего девона и силура, а также эйфеля и нижнего девона из перечисленных 12 региональных разрезов имеет место в двух районах: в гряде Кунжак и западной части хр. Зеравшанского. В Сукок-Заркентском районе Чаткальского хребта и в горах Султануиздаг вопрос о характере нижней границы девона остается невыясненным. В остальных упомянутых районах Узбекской ССР девон лежит на силуре или более древних отложениях с перерывом и угловым несогласием, обусловленными проявлением позднекаледонской складчатости. Тектоническая обстановка в Тянь-Шане на рубеже силура и девона очень напoминает хорошо знакомую автору по личным исследованиям обстановку этого же времени в пределах Уральской геосинклинали, что свидетельствует о принадлежности обеих складчатых систем в среднем палеозое к единой геосинклинальной области.

Сведения по стратиграфии девона Алтае-Саянской области по состоянию на 1958 г. обобщены в статьях: М. А. Ржонсницкой и Н. Л. Бубличенко — по Алтаю и Кузбассу и В. С. Мелещенко, Н. Н. Предтеченского и Э. Н. Янова — по межгорным впадинам Алтае-Саянской области. Обе статьи опубликованы в I-м томе сводной работы «Геологическое строение СССР» (1958). В схеме сопоставления разрезов девона, приложенной к главе «Девонская система», согласно залегание девона на силуре показано в Салаире, Минусинской и Тувинской впадинах, а несогласное — в Рудном и Горном Алтае и в Кузбассе. После 1958 г. девонские отложения и характер их нижней границы в области описывались в работах: А. Р. Ананьева (1964) — по северным отрогам Кузнецкого Алатау; Е. В. Владимирской (1961) — по бассейну р. Ус в Западном Саяне; А. В. Гинцингер (1959, 1967) и Н. П. Кулькова (1961) — по Горному Алтаю; Е. А. Елкина (1963) и А. Н. Кононова (1959) — по Ануйско-Чуйскому про-

гибу Алтая; И. Н. Казакова (1961) — по Западному Саяну; А. С. Калугина, А. Р. Ананьева, Р. Т. Грациановой, Н. П. Кулькова, Н. В. Миронова и Ю. С. Надлер (1964) — по Алтаю; А. Н. Кононова (1962) — по Центральному Алтаю; Н. И. Косолобова (1963) — по Южноминусинской, Тувинской и Ануйско-Чуйской впадинам Алтае-Саянской области; А. Л. Матвеевской (1966) — по Ануйско-Чуйскому прогибу Алтая; Ж. Д. Никольской, В. Е. Попова и В. А. Трофимова (1963) и Е. А. Елкина и Р. Т. Грациановой (1966) — по Горному Алтаю; Г. С. Харина (1961), В. П. Нехорошева (1966) — по Алтаю и в особенности А. И. Анатольевой (1964) — по сравнительной характеристике девонских отложений впадин Алтае-Саянской области, из которой и заимствованы излагаемые ниже данные.

В работе А. И. Анатольевой выделяются следующие впадины, в которых происходило накопление осадков девона: 1) Рыбинская, 2) Минусинская (разрезы Копьево, Таштым), 3) Кузнецкая — Барзаский р-н, 4) Тувинская (разрезы Усть-Уюк, Бай-Булак, ключ Кулузун, сел. Туз-Таг, р. Хам-Дыт, 5) Кузнецкая (западная часть — районы селений Зарубино и Гурьевска), 6) Горный Алтай (разрезы р. Песчаная, р. Урсул, р. Уландрык, р. Коргон, р. Уймень), 7) Рудный Алтай (разрезы Быструшинской и Алейской структурных зон). Из перечисленных 17 локальных разрезов согласное залегание нижнего девона на верхнем силуре отмечается А. И. Анатольевой в районах Усть-Уюк и Туз-Таг Тувинской впадины и в разрезах сел. Зарубино и пос. Гурьевска в западной части Кузнецкой. Во всех остальных районах девон (нижний или низы среднего) налегает с перерывом и угловым несогласием на силурийские или более древние отложения, до кембрийских включительно. Данные всех других упомянутых авторов не противоречат выводам А. И. Анатольевой.

В работе В. П. Нехорошева по тектонике Алтая (1966) сопоставлены (см. вкл. между стр. 210 и 211) четырнадцать стратиграфических колонок по различным структурно-фаціальным зонам Алтая. Во всех без исключения колонках нижний, перасчлененный нижний и средний или средний девон лежит с перерывом и несогласием на додевонских породах от верхнесилурийских до нижнепалеозойских.

Охарактеризованные соотношения девона с подстилающими его толщами палеозоя с несомненностью свидетельствуют о повсеместном в пределах области проявлении позднекаледонской складчатости.

Таким образом, во всех изученных областях Урало-Саяно-Тяньшаньского геосинклинального складчатого пояса масштабы интенсивности проявления движений земной коры всех трех охарактеризованных тектонических эпох были приблизительно одинаковы, и Урал не составляет в этом отношении исключения. Что касается отнесения Урала к типовым герцинским геосинклина-

лям, то причина этого заключается в некоторых его специфических особенностях, отсутствующих или слабее выраженных в других соседних с ним складчатых областях.

Одной из таких специфических особенностей является линейно вытянутая форма и общая субмеридиональная ориентировка осей складчатых структур как в позднекаледонском (силурийском), так и в герцинском структурном этапах, создающие впечатление об отсутствии на рубеже ранне- и позднекаледонского, а также каледонского и герцинского циклов развития Уральской геосинклинальной области, какой-либо перестройки ее палеогеографического и палеотектонического плана. Во введении к работе автора о тектоническом развитии Урала в герцинском цикле (Пронин, 1965) отмечалось, что впечатление о резко выступающей унаследованности в развитии структурных планов каледонского и герцинского этапов развития Урала возникает в связи с тем, что он на протяжении всей средне- и позднепалеозойской истории развития был, если можно так выразиться, «прижат» к жесткому краю дорифейского фундамента Русской платформы. Этим и объясняется, что консолидированное каледонское основание, например, в пределах Тагильско-Магнитогорского прогиба Урала ускользает от внимания исследователя. Этот прогиб по своим качествам: наличию на его границах крупных глубинных разломов, инъецированных ультрабазитовым магматическим материалом, характеру осадочных и вулканических формаций и их последовательности в разрезе и по другим признакам — очень близок к Жарминско-Саурскому и Горловско-Зарубинскому прогибам Обь-Зайсанской геосинклинальной области, охарактеризованным А. Л. Матвеевской (1968). Оба последних прогиба отнесены ею к геосинклиналям второго типа, т. е. таким, которые соединяют в себе черты прогибов ортогеосинклинальных и ортогенных, расположенных на каледонском фундаменте, за пределами Обь-Зайсанской геосинклинали. Наличие каледонского фундамента в Тагильско-Магнитогорском прогибе на Урале большинством уральских геологов не признается, и он рассматривается как ортогеосинклинальный или эвгеосинклинальный, обладавший «сквозным» каледонско-герцинским развитием. Об упомянутых Жарминско-Саурском, Горловско-Зарубинском и других герцинских прогибах Обь-Зайсанской складчатой зоны А. Л. Матвеевская (1968) пишет, что рассмотрение рядов формаций, тектоники и особенностей формирования отложений разнородных герцинских прогибов показало, что все они (начиная с геосинклинальных и кончая субплатформенными) залежились почти одновременно (в начале герцинского цикла, — А. П.).

Сопоставление общей структуры и рядов формаций герцинского цикла развития в Жарминско-Саурском и Горловско-Зарубинском геосинклинальных прогибах, с одной стороны, и Тагильско-Магнитогорском — с другой, показывает, что они обла-

дают многими чертами сходства, если не тождества, а это даст основание рассматривать последний прогиб также как геосинклиналь второго типа, т. е. как прогиб, заложившийся в начале герцинского цикла (в силуре) на каледонском основании. Длина Жарминско-Саурского и Горловско-Зарубинского прогибов в совокупности, вместе с разделяющими их закрытым мезозойскими и кайнозойскими отложениями интервалом, составляет около 1500 км, а ширина варьирует от 25 до 100 км, т. е. также, как у уральских герцинских прогибов. Прогибы на всем протяжении ограничены глубинными разломами, что также сближает их с геосинклинальными герцинскими прогибами Урала, такими как Алапаевско-Каменский, Верхнетобольский, Аятско-Свердловский и др.

Сопоставление типов складчатых структур, масштабов и состава продуктов вулканизма и характера металлогении позволяет сделать заключение о том, что Урал и Алтае-Саянская складчатая область являются однородными по типу структурными элементами земной коры, развивавшимися синхронно в пределах тех же хронологических границ (от позднедокембрийского до конца палеозойского времени).

Латеральные структурные связи байкалид и ранних каледонид Урала

Как уже неоднократно упоминалось выше, среди определенной части работающих на Урале геологов прочно утвердилось представление о том, что каледонский цикл развития уральских геосинклиналей остался незавершенным и представлял только начальную, подготовительную стадию «сквозного» варисцийского цикла, продолжавшегося от начала ордовика до начала триаса. В предисловии к работе было отмечено, что автор не разделяет такого представления о моноциклическом развитии Уральской геосинклинальной области и считает каледонский цикл ее тектонической истории достаточно законченным, но, как показали проведенные в течение последних лет исследования, резко разделенным на два цикла второго порядка: раннекаледонский, или ордовикский, и позднекаледонский — силурийский. Коренная перестройка структурно-формационного, или палеотектонического, плана в зоне Урала произошла в таконскую эпоху тектонической активизации на рубеже ордовикского и силурийского периодов. Наблюдения показывают, что раннекаледонские (ордовикские) структурно-формационные зоны, т. е. прогибы, в которых происходило морское осадконакопление, и разделяющие их поднятия, или области размыва, а также складчатые структуры этого возраста унаследовали географическую ориентировку структурно-формационных зон позднего докембрия (рифей) и байкальских складок.

Поскольку исчерпывающую характеристику позднедокембрийских геотектонических циклов предполагается дать в следующей работе автора, описание структурных латеральных связей тесно связанных между собой на Урале байкальских и раннекаледонских структурно-фациальных зон и складок ниже дается в самой общей и в известной мере предварительной форме, в масштабе западной части южного крыла Тимано-Монгольского геосинклинального (складчатого) пояса. Это крыло разделяется в общих чертах на две параллельные зоны: внешнюю, или миогеосинклинальную, примыкающую, как показано на рис. 17, к северному и северо-восточному краям дорифейского ядра фундамента Русской платформы и северному краю Таримского массива Китайской платформы, и эвгеосинклинальную, или внутреннюю, расположенную к северо-востоку и к северу от предыдущей.

Внешняя (миогеосинклинальная) область Тимано-Монгольского геосинклинального (складчатого) пояса. Эта зона пояса, сложенная почти исключительно осадочными породами рифея и раннего палеозоя, протягивается, как показано на рис. 17, от п-ова Варангер в Норвегии — на западе до хр. Джетымтау в верховьях р. Нарын, в Средней Азии — на востоке. Она характеризуется в разрезе как позднего докембрия, так и раннего палеозоя преобладанием осадочных пород и относительно простой брахиморфной пликативной тектоникой, о которой упоминалось в гл. I.

Характерные особенности этой зоны по отдельным ее отрезкам в направлении с запада на восток представляются в следующем виде.

Эокембрий Кольского полуострова. Эокембрийские отложения на северном побережье Кольского полуострова развиты на п-овах Средний и Рыбачий и о. Кильдин. Характеристика стратиграфии, литологии и тектоники эокембрия этой самой западной части рассматриваемой миогеосинклинальной зоны пояса дается в работах А. А. Полканова (1934, 1936, 1939), Е. М. Люткевича и Л. Я. Харитонова (1958), Л. Я. Харитонова (1958), Б. М. Келлера и Б. С. Соколова (1960), Э. И. Сергеевой (1962, 1963), Л. Я. Харитонова (1962), Б. М. Келлера, А. В. Копелиовича и Б. С. Соколова (1963), Р. А. Гафарова (1963, 1966) и др.

А. А. Полканов (1939) писал, что «на Рыбачьем полуострове и острове Кильдине образования гиперборей (эокембрия, рифея, — А. П.) представлены конгломератами, тиллитами и породами песчано-сланцевой фации с редкими залежами известняков с *Gymnosolen*». Общая мощность всей серии определена им в 4—5 тыс. м. К статье Е. М. Люткевича и Л. Я. Харитонова (1958) приложена составленная Т. П. Вронко и Д. Ф. Агапьевым геологическая карта п-вов Средний и Рыбачий с двумя геологическими разрезами по линиям вкрест общего простирания

толщ рифея, т. е. с юго-запада на северо-восток. На карте нанесены довольно многочисленные знаки элементов залегания, ко-

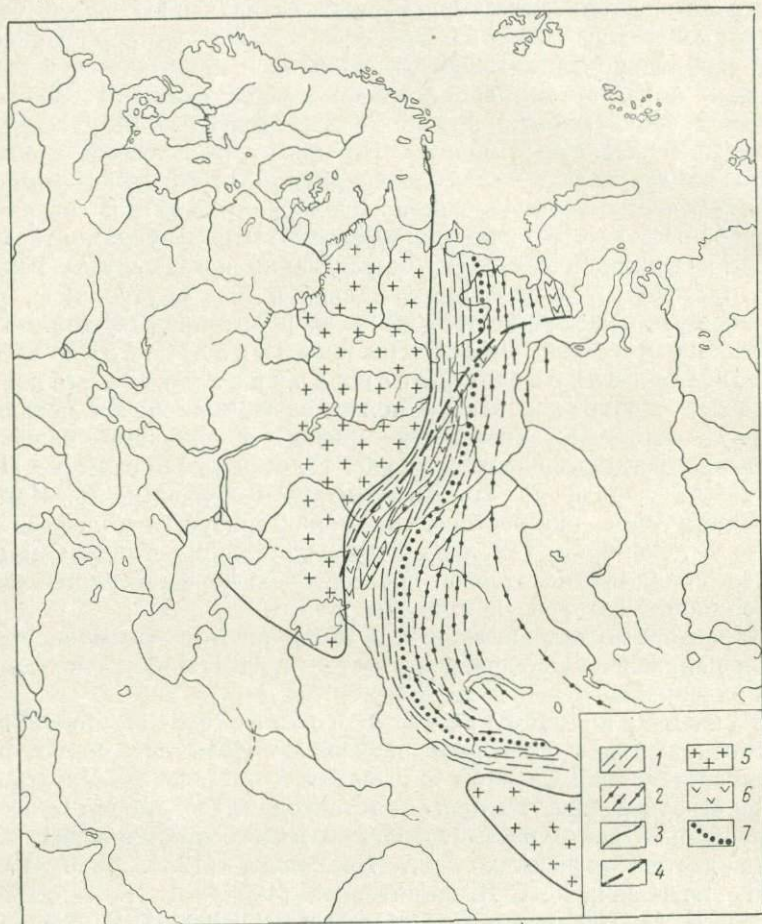


Рис. 17. Схема латеральных структурных связей байкалид и ранних каледонид Урала.

1 — область перикратонного погружения дорифейского фундамента Русской платформы, или миеосинклиальная зона Тимано-Монгольского геосинклиального (складчатого) пояса в рифее и раннем палеозое; 2 — эвгеосинклиальная зона того же пояса в рифее и раннем палеозое; 3 — границы дорифейского фундамента Русской платформы и Таримского срединного массива; 4 — главный уральский глубинный разлом; 5 — дорифейский кристаллический фундамент древних платформ; 6 — позднекаледонские и герцинские местные геосинклинали Урала; 7 — граница миео- и эвгеосинклиальной областей Тимано-Монгольского геосинклиального (складчатого) пояса.

которые позволяют сделать заключение, что здесь развиты брахимоρφные куполовидные складки с падением толщ в крыльях от 10 до 30° совершенно такого же типа, как в области Башкирского и Уралауского поднятий Урала. Вскрытая мощность эокембрия

на о. Кильдин, по данным Е. М. Люткевича и Л. Я. Харитонова, достигает 1542 м, а Л. Я. Харитонов в работе 1962 г. оценивает суммарную мощность эокембрия п-вов Средний и Рыбачий не менее чем в 6500 м. Несмотря на столь значительную мощность эокембрия, вулканических пород в нем никто из исследователей не отмечает.

Э. И. Сергеева (1964), изучавшая ритмичность осадконакопления позднего докембрия Кольского полуострова, указывает распространение отложений этого возраста не только на п-вах Средний и Рыбачий и о. Кильдин, но и значительно восточнее, около губы Ивановской, п-ва Святой Нос и по руч. Головному, расположенных в 350—370 км восточнее по побережью Кольского полуострова от п-ва Рыбачий.

Тимано-Печорская область. Второй областью структурно-формационной зоны рифея и раннего палеозоя, байкальские и раннекаледонские складки которой имеют уже прямую связь с одновозрастными зонами и складками Урала, будет Тимано-Печорская. Характеристика стратиграфии, литологии, фаций и тектоники рифея и нижнего палеозоя этой области имеется в многочисленных работах, из которых мы укажем только некоторые, опубликованные в послевоенные годы. К ним относятся работы следующих авторов (в хронологическом порядке): А. Я. Кремса (1948) — о природе и происхождении структур Южного Тимана и условиях формирования залежей нефти; Е. В. Владимирской (1955) — по стратиграфии и тектонике додевонских отложений Колво-Вишерского края; Э. Э. Фотиади (1958) — о геологическом строении Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения; В. С. Журавлева и Р. А. Гафарова (1959) — о тектонике северо-востока Русской платформы, О. А. Калининой и Э. Э. Фотиади (1959) — о крупных чертах тектонической структуры северо-востока европейской части СССР по геологическим и геофизическим данным; Ю. П. Ивенсена (1960) — о рифейском магматизме п-ва Канин и Северного Тимана; В. А. Варсанюфьевой (1961) — о тектоническом и геоморфологическом развитии Урало-Тиманской области; П. Е. Оффмана (1961) — о происхождении Тимана; М. Е. Раабен и В. С. Журавлева (1961) — о сопоставлении разрезов рифея Полюдова кряжа и Южного Урала; Р. А. Гафарова (1963а, 1963б, 1966) — о тектонике складчатого фундамента Восточноевропейской платформы, в особенности ее северной и северо-восточной частей; В. С. Журавлева и М. И. Осадчук (1960, 1963) — о структурно-фациальной зональности рифейского складчатого фундамента Тимана (1960) и стратиграфии позднего докембрия Тимана и п-ва Канин (1963); О. С. Кочеткова (1964) — о стратиграфии и тектонике древних толщ фундамента Тимана; Б. А. Малькова и В. Н. Пучкова (1964) — о стратиграфии и структуре метаморфических толщ

п-ва Канин и Северного Тимана; В. А. Разницына (1964а, 1964б, 1968) — по тектонике территории Коми АССР и Тимана; З. И. Цзю (1964) — об основных чертах тектонического развития Тимано-Печорской провинции; В. С. Журавлева, А. С. Перфильева и Н. П. Хераскова (1965) — о пространственных и временных соотношениях между уралами и доуралидами на восточном ограничении Русской платформы; Т. И. Кушнарева (1967) — об особенностях развития Печорской впадины в девоне; М. А. Осада (1968) — о структуре поверхности фундамента Большеземельской тундры по геофизическим данным; Б. Д. Полетаева, В. Н. Розенберга и В. И. Яцук (1968) — о структуре северо-восточного окончания Русской платформы и прилегающей части Предуральского краевого прогиба.

В совокупности все перечисленные работы дают довольно полную картину строения рифейских отложений фундамента Тимана и расположенной к северо-востоку от него Тимано-Уральской области. Это строение, по Р. А. Гафарову (1966, стр. 89), представляется в следующем виде: «Данные региональных геофизических исследований и геологии рифея Тимана и Северного Урала отчетливо показывают, что эпирифейский (эпибайкальский, — А. П.) фундамент северо-восточного угла платформы неоднороден по строению и составу и сложен многоэпиклиналинными осадочными формациями в западной его половине (Тиман, п-ова Рыбачий и Варангер) и вулканогенно-осадочными того же возраста в восточной части (Большеземельская тундра), соответствующими эвгеосинклинальной зоне байкалид. Отдельные части этой обширной складчатой системы ярко отображаются Канино-Тиманским региональным минимумом магнитного поля и Большеземельской зоной полосовых магнитных максимумов, образующих общую систему северо-западных простираций». Все другие упомянутые исследователи дают в общем сходную интерпретацию тектоники рифейского фундамента Тимано-Уральской области, основу которой создают различного масштаба, или порядка, складчатые структуры с северо-западным простираем рифейских толщ в крыльях и того же направления разломы земной коры. Разногласия между исследователями касаются вопроса о возрасте и структуре фундамента области Большеземельской тундры, расположенной между Печорской грядой на юго-западе и поднятием Чернова на северо-востоке. Одни из исследователей, как, например, В. А. Разницын (1964а, 1964б) и З. И. Цзю (1964), предполагают, что фундамент здесь сложен дорифейскими породами и образует единую консолидированную глыбу, тождественную по возрасту пород и их составу дорифейскому фундаменту большей части Русской платформы. Другие исследователи — В. С. Журавлев, А. С. Перфильев, Н. П. Херасков (1965) и Р. А. Гафаров (1966) — считают более правдоподобным предположение, что фундамент здесь образован складчатыми струк-

турами байкалид, образовавшимися в эвгеосинклинальной зоне описываемого рифейского Тимано-Монгольского геосинклинального (складчатого) пояса. Автор настоящей работы считает более правдоподобной вторую точку зрения, так как характер физических полей в Большеземельской области в сущности ничем не отличается от остального пространства, расположенного между Уралом, Тиманом и Пай-Хоем. Впрочем, решить этот вопрос в настоящее время, до вскрытия фундамента буровыми скважинами, едва ли возможно. Кокчетавская глыба или срединный массив, сложенная гнейсами с абсолютным возрастом, по данным О. М. Розен и А. А. Краснобаева (1966), до 1300—1400 млн лет и сходная по размерам с Большеземельской, располагается в пределах того же Тимано-Монгольского пояса. В. А. Дедеев, В. Д. Наливкин, Т. Н. Симоненко, В. Н. Соколов и Н. В. Шаблинская (1962) к востоку от Урала в пределах того же пояса на схеме тектонического районирования фундамента Западносибирской низменности (стр. 27, рис. 1) показывают Уват-Шаймский срединный массив как фрагмент архейско-байкальской складчатой системы, по размерам также весьма близкий к предполагаемому упомянутыми выше исследователями Большеземельскому дорифейскому массиву.

Принципиально схема структуры фундамента Западносибирской низменности, составленная упомянутыми исследователями, весьма близка к нашей схеме соотношения байкалид, каледонид и герцинид Урала и соседних регионов (рис. 17) в том отношении, что авторы этой схемы, кажется, впервые рискнули нарушить прочно установившуюся традицию и продолжить на схеме байкальские и раннекаледонские складчатые структуры из Тимано-Печорской области *через Урал*, так же как это сделано и нами на основе других материалов, полученных при полевых наблюдениях на Урале, в Мугоджарах и в западных районах Центрального Казахстана.

Урал. Данные об азимутальных и угловых несогласиях байкальских и раннекаледонских складчатых структур, полученные как в результате работ автора, так и работ многих других исследователей, были приведены в обобщенном виде в предыдущих главах. Здесь необходимо сделать только несколько дополнительных замечаний по этому вопросу. Несоответствие структурных планов раннекаледонского и герцинского структурных этажей предполагалось автором давно, еще в период изучения структур последнего из этих этажей, однако тогда не доставало фактических данных и поэтому возникали сомнения в правомерности допущения не только углового, но и азимутального несогласия между каледонскими и герцинскими структурами. Расширение области исследований, в частности полевые наблюдения в самых южных районах Восточнорульского поднятия, в Восточных Мугоджарах, а также в западных районах Центрального Казахстана в преде-

лах Кокчетавского срединного массива и его обрамления по р. Ишиму и его притокам, позволили собрать дополнительные данные, которые заставляют подвергнуть сомнению правильность палеотектонических и структурных интерпретаций различных авторов как на Урале, так и в Приишимском и Приулутауском районах Казахстана. Статистическая обработка полученных значений элементов залегания верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ в этих районах показала, что господствующим простиранием здесь является как на западном, так и на восточном бортах Тургайского прогиба северо-западное — от 315 до 340°. Иногда оно, как в толщах Кокчетавского массива, приобретает строго пиротное или даже слегка юго-западное направление, иногда, наоборот, приближается к меридиану, как в некоторых районах Восточномугоджарского срединного массива. Несмотря на эти отклонения, около 80% полученных значений из многих сотен замеров элементов залегания показывают северо-западное простирание. Обработка этих данных пока окончательно не произведена; полностью они будут изложены в работе, посвященной характеристике позднедокембрийских циклов истории тектонического развития Уральской зоны земной коры.

Многочисленные наблюдения автора, произведенные в течение последних 5 лет во всех главных тектонических поднятиях Урала — Башкирском, Уралтауском, Восточноуральском и Восточномугоджарском — убедили его в том, что толщи верхнего докембрия и нижнего палеозоя простираются здесь в направлении юго-восток—северо-запад с колебаниями в значительном диапазоне и покрываются силурийскими, девонскими и каменноугольными толщами, образующими либо основные герцидские геосинклинальные погружения (Тагильское, Магнитогорское, Восточноуральское и др.), либо небольшие наложенные синклинальные структуры с угловым и азимутальным несогласиями. Иногда азимутальное несогласие, т. е. различие в азимутах простирания нижнепалеозойских и среднепалеозойских толщ, настолько незначительно (10—15°), что создается впечатление об их совершенно одинаковом простирании, иногда же несогласие, как например, на участке Уралтауского поднятия, изображенном на рис. 1 и 4 в гл. I, достигает 90°.

Одной из основных задач полевых исследований автора являлось выяснение возможных латеральных связей структур верхнего докембрия и нижнего палеозоя, развитых в районах, расположенных на Южном Урале и в Восточных Мугоджарах, на западном борту Тургайского прогиба с одновозрастными структурами, расположенными в Приишимской и Приулутауской частях Центрального Казахстана. Здесь следует отметить, что среди геологов Казахстана, работающих в этих районах, также сильна традиция, воспринятая от Н. Г. Кассина и Р. А. Борукаева, изображать направление осей структурно-формационных зон и складок позднего

докембрия и раннего палеозоя в Улутау и Пришимье как близкое к меридиональному. В действительности меридиональное направление имеет нагорье Улутау как элемент современного рельефа в топографическом аспекте и как сравнительно молодая, герцинская, структура горстового типа в смысле геологическом. Простираение же толщ в байкальских и раннекаледонских складках здесь, так же как на Урале, северо-западное, на что указывали в свое время И. С. Яговкин (1941) и другие геологи довоенного времени. Это северо-западное простираение в докембрийских толщах наблюдалось нами и на западном борту Тургайской депрессии, в Адамовском районе, и в Восточных Мугоджарах, в Карабутакском районе, выдержанным на протяжении десятков километров, что исключает возможность объяснения его приуроченностью к периклинальным и центроклинальным частям складок с меридионально направленными осями.

Западные районы Центрального Казахстана. В соответствии с установившейся упомянутой выше традицией, берущей свое начало от Н. Г. Кассина (1934—1947 гг.), простираение толщ в складках байкальского и раннекаледонского возраста на всей огромной территории западной части Центрального Казахстана на всякого рода тектонических и палеотектонических схемах изображается северо-западным, но как только дело доходит до Приулутауских районов, оно сейчас же поворачивает и становится меридиональным.

Так это интерпретировано на схемах в работах Н. Г. Кассина в 1934 (рис. 1 и 2) и 1947 гг., также оно изображено в работе Р. А. Борукаева и Г. Ф. Ляпичева в 1960 г., так это сохранено на схеме структурно-фациальной зональности ордовика запада Центрального Казахстана в работах И. Ф. Никитина в 1964 г. и др.

Характеристика структурно-формациональной зональности позднего докембрия и раннего палеозоя, а также особенностей байкальской и каледонской складчатостей, имеется в работах тех же исследователей Казахстана, которые упоминались в первом разделе настоящей главы при сопоставлении эпох тектонической активизации каледонского цикла на Урале, в Казахстане, Тянь-Шане и Алтае-Саянской области. В большинстве работ авторы придерживаются тех упомянутых выше представлений, основы которых были заложены Н. Г. Кассиным.

Наши наблюдения, как упоминалось, не подтверждают изменение северо-западного направления осей структурно-формационных зон и складчатых структур позднего докембрия и раннего палеозоя с приближением к восточному борту Тургайского прогиба на субмеридиональное, а скорее свидетельствуют о продолжении тех же северо-западных простираений в области Тургайского прогиба и на его западном обрамлении. Это и дало основание предложить изображенную на рис. 17 схему латераль-

ных связей байкалид и ранних каледонид Урала, Казахстана и Средней Азии.

В пределах Казахстана, так же как в Тимано-Печорской области, достаточно отчетливо выделяются как многоэпиклиналиная, так и эпиклиналиная зоны Тимано-Монгольского пояса: первая — в южных районах западной части Центрального Казахстана, вторая — в северо-восточных и центральных районах этой части республики. В сущности к многоэпиклиналиной зоне в административных границах Казахстана относится только позднедокембрийские и нижнепалеозойские отложения Каратау-Таласской структурно-формационной зоны, вся же остальная часть территории Центрального и Восточного Казахстана будет соответствовать зоне эпиклиналиной как в позднем докембрии, так и в кембрии.

Средняя Азия. Палеотектонические и современные структурные особенности советской части Тянь-Шаня и вопросы его структурных связей с Уралом, помимо работ, перечисленных в предыдущем разделе этой главы, рассматриваются также в работах А. Л. Яншина (1948, 1955, 1965), П. Д. Виноградова, А. Е. Довжикова, Е. И. Зубцова и В. Н. Огнева (1958), В. Г. Королева (1963, 1965), И. Х. Хамрабаева (1966), В. Г. Гарьковца (1967) и А. А. Абдулина (1968). Обобщенные данные о стратиграфии и структурно-формационной зональности, а также фациально-литологическому составу рифейских и кембрийских образований советского Тянь-Шаня и Памира приводятся в работах В. Г. Королева (1963, 1965).

В работе 1963 г. В. Г. Королев выделяет следующие основные структурно-формационные зоны в позднем докембрии советской Средней Азии: Сусамырская, Каратау-Таласская, Чаткало-Нарынская, Алай-Кокшаальская. В схеме стратиграфии рифейских отложений Средней Азии этот исследователь сопоставляет разрезы: 1) западная часть Киргизского хребта, 2) хр. Терскей-Алатау, 3) Джумгольского хребта, 4) Таласского хребта, 5) хребта Джитымтау, 6) хребта Большого Каратау (табл. 9 между стр. 258 и 259). Распространение вулканических пород в небольших масштабах, судя по общей мощности рифея (около 10,5 тыс. м) и мощности вулканогенных толщ в верхах рифея западной части Киргизского хребта и хребтов Терскей-Алатау и Джумгольского (около 1,6 тыс. м) показано только в самой верхней части рифея в упомянутых разрезах, где вулканические породы составляют по мощности около 15% от общей мощности рифея. В трех других разрезах из перечисленных выше вулканогенные образования в верхнем рифее отсутствуют. В среднем и нижнем рифее во всех разрезах развиты почти исключительно осадочные, но в значительной степени метаморфизованные породы и только в верхах нижнего рифея хребта Терскей-Алатау, в составе бельчийской свиты, отмечены метапфириты. Относительно скромные, отме-

ченные выше масштабы распространения магматических пород в рифее Тянь-Шаня позволяют все выделяемые В. Г. Королевым местные структурно-формационные зоны отнести к миогеосинклинальной области Тимано-Монгольского пояса, примыкающей к северному краю Таримского блока Китайской платформы.

В работе 1965 г. В. Г. Королев (стр. 137, рис. 24) приводит литолого-фаціальную схему Средней Азии для раннекембрийской эпохи, на которой распространение вулканогенных пород показано в разрезах: 1) Киргизского хребта (перевал Чунгур), 2) в Присонкульском районе, 3) в горах Капкатас и в восточной части хребта Терскей-Алатау, относящихся к упомянутой выше Сусамырской структурно-формационной зоне. В средне- и позднекембрийскую эпохи распространение в небольших масштабах туфогенных пород показано в тех же разрезах Сусамырской зоны. Общая средняя мощность кембрия в Сусамырской зоне около 3600 м, а средняя мощность толщ вулканогенных пород — около 400 м, что в процентном отношении, так же как в рифее, составляет около 10—15%. В южных и юго-западных зонах — Каратау-Таласской, Чаткало-Нарынской, Алайско-Кокшаальской и Северопамирской — магматические породы в разрезе кембрия отсутствуют. Приведенные В. Г. Королевым в обеих работах данные о фациально-литологическом составе рифея и кембрия позволяют все выделяемые им структурно-формационные местные зоны отнести к миогеосинклинальной области южного крыла Тимано-Монгольского геосинклинального (складчатого) пояса.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А. А. 1968. Стратиграфия и корреляция метаморфических толщ Мугоджар и Южного Урала. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 3.
- Абдулин А. А. 1968. К проблеме соотношения Урала и Тянь-Шаня. Вести. АН Каз. ССР, № 8, Алма-Ата.
- Абдулин А. А., Ли А. Б., Цирельсон Б. С., Майлибаев М. М., Кулубеков Б. А. 1966. К вопросу соотношения палеозойских структур восточного Урала, Тянь-Шаня и запада Центрального Казахстана. Матер. по геол. и полезн. ископ. Западного Казахстана, вып. III, изд. «Наука», Алма-Ата.
- Аблизин Б. Д., Ключина М. Л., Младших С. В., Пинегин Е. Ф. 1965. К вопросу о возможности сопоставления отложений ашинской свиты на западном склоне Среднего и Южного Урала. В кн.: Палеогеография Урала. Изд. Уральск. фил. АН СССР, Свердловск.
- Авдонин В. Н. 1963. Гналобазальты из зеленокаменной полосы Ивдельского района Свердловской области. Тр. первого Уральск. петрогр. совещ., т. II, Свердловск.
- Адышев М. М., Калмурзаев К. Е., Королев В. Г. 1964. К стратиграфии кембрийских отложений Сары-Джазского района. Матер. по геологии Тянь-Шаня, вып. 3, изд. АН Кирг. ССР, Фрунзе.
- Аксенов Е. М. 1967. О вендском комплексе на востоке Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9.
- Алихова Т. Н., Владимирская Е. В. 1958. Ордовик Алтае-Саянской области. Геологическое строение СССР, т. 1, Госгеолтехиздат, М.
- Апаньев А. Р. 1964. Материалы к стратиграфии девонских отложений в центральной части северных отрогов Кузнецкого Алатау. В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. Западной Сибири. Изд. Томского ун-в.
- Анатольева А. И. 1964. Сравнительная характеристика девонских отложений Саяно-Алтайской складчатой области. Изд. «Наука», Л.
- Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт, Кузьмин Ю. И., Морозов М. Д., Эйдлин Р. А. 1966. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана по геофизическим данным. Сов. геология, № 6.
- Андронов С. М. 1961. Девонские отложения восточного склона Южного Урала и их детальное стратиграфическое расчленение. ДАН СССР, т. 141, № 4.
- Андронов С. М. 1962. Стратиграфия девонских отложений восточного склона Северного Урала. ДАН СССР, т. 144, № 1.
- Аптонюк Р. М., Аксаментова Н. В. 1964. Верхний ордовик и нижний силур Северо-Западного Предчигизья. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 6.

- А р г а н Э. 1935. Тектоника Азии, ОНТИ НКТП СССР, М.—Л.
- А р ж а в и т и н а М. Ю. 1959. Об условиях образования такатинских отложений Западной Башкирии. В сб.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, № 4, Уфа.
- А р х а н г е л ь с к и й Н. И. 1953. Стратиграфия и тектоника мезозойских и нижнекайнозойских отложений восточной окраины Урала в Северо-Ивдельском районе. Тр. Горно-геол. инст. Уральск. фил. АН СССР, вып. 22.
- А с а н а л и е в У. 1964. О схеме ритмостратиграфии и ритмичности отложений среднего и верхнего девона Сумсарского района. Матер. по геологии Тянь-Шаня, вып. 3, изд. АН Кирг. ССР, Фрунзе.
- А т л а с о в И. П., В а к а р В. А., Д и б н е р В. Д. 1964. Новая тектоническая карта Арктики, ДАН СССР, т. 156, № 6.
- А ф о н и ч е в Н. А. 1962. Девон Джунгарского Алатау. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 74.
- А ф о н и ч е в Н. А., С а в и ч е в а А. Е. 1960. Новые данные по стратиграфии нижнего девона Джунгарского Алатау. Матер. ВСЕГЕИ, вып. 33.
- Б а к и р о в А. Г. 1963. Связь рудных образований Урала с его широтными структурами. ДАН СССР, т. 149, № 5.
- Б а к и р о в А., Н у р м а н б е т о в К. 1964. О двух типах разрезов палеозоя в бассейне р. Чон—Кемин. В сб.: Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня, изд. «Илим», Фрунзе.
- Б а р б о т д е М а р т и Н. П. 1862. Геологические наблюдения в округе Сергинских заводов на Урале. Горн. журн., № 1.
- Б е к к е р Ю. Р. 1958. О стратиграфическом положении укской свиты. ДАН СССР, т. 158, № 5.
- Б е к к е р Ю. Р. 1960а. Такатинская свита среднего течения р. Чусовой. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 28.
- Б е к к е р Ю. Р. 1960б. Литологические особенности олигомиктовых пород девона алмазонасных районов Южного Урала. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., № 39.
- Б е к к е р Ю. Р. 1961. Новые данные по стратиграфии девонских отложений Южного Урала. Сов. геология, № 5.
- Б е к к е р Ю. Р. 1961. Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9.
- Б е к к е р Ю. Р. 1962а. К вопросу о корреляции ашинских отложений Башкирского антиклинория. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевои. Гостоптехиздат, М.
- Б е к к е р Ю. Р. 1962б. Новые данные по стратиграфии девонских отложений Южного Урала. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Девон. Гостоптехиздат, М.
- Б е к к е р Ю. Р. 1968. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Изд. «Недра», Л.
- Б е л и ч е н к о В. Г., Х р е н о в П. М. 1965. О байкальских каледонидах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.
- Б е л о у с о в В. В. 1962. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. Госгеолтехиздат, М.
- Б е л о у с о в В. В. 1964. Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры. Сов. геология, № 1.
- Б е л о у с о в В. В. 1966. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд. «Наука», М.
- Б е л ь к о в а Л. Н., О г н е в В. Н. 1964. Древние свиты Северного Тянь-Шаня. Изд. «Недра», М.
- Б е л ь с к и й М. С. 1963. Новые данные о стратиграфии древних метаморфических толщ Приполярного Урала в свете новых данных. Бюлл. МОИП, № 5.

- Беляков Л. Н. 1965. О возрасте горных пород, слагающих хребет Б. Едуней. Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока европейской части СССР, № 5, Сыктывкар.
- Белянкин Д. С., Соколов Г. А. 1933. Геологическая карта Урала. Описание планшета 107. Тр. ВГРО, вып. 297.
- Белянкина М. Н., Долгинов Е. А. 1965. Структуры рифей в северо-западной части Енисейского кряжа. Геотектоника, № 2.
- Бертельсен А., Нью-Нюгорт А. 1968. Докембрий Гренландии. В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. Изд. «Мир», М.
- Билибин Ю. А. 1955. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, М.
- Билибин Т. В. 1963. О паземном вулканизме в районе Мугоджар. Тр. 1-го Уральск. петрогр. совещ., Свердловск.
- Блохин А. А. 1932. Новые данные о геологическом строении Южного Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. X, № 1.
- Блохин А. А. 1947. Стратиграфия палеозойских отложений бассейна рек Нугуша и Белой. Изв. АН СССР, сер. геол. № 3.
- Богданов А. А. 1947. О герцинской структуре западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы. Вопр. теоретич. и прикл. геологии, сб. 4. Изд. МГРИ.
- Богданов А. А. 1958. О тектоническом районировании Урало-Саянской палеозойской складчатой площади. Научн. докл. высш. школы, № 1.
- Богданов А. А. 1959. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюлл. МОИП, отд. геол., сб. 34, № 1.
- Богданов А. А. 1965а. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Ст. 4. Строение каледонского среднего массива. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5.
- Богданов А. А. 1967. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. Вестн. МГУ, сер. IV, геол., № 1.
- Болтырев В. Н. 1963. О геологической позиции дацировых порфиритов. Тр. 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. II, Свердловск.
- Бондарев В. И. 1960. Ордовик Советской Арктики. Докл. сов. геологов к XXI сесс. МГК. Проблема 7. Изд. АН СССР, Л.
- Бондаренко Б. В. 1960. Тектоническое расчленение складчатых комплексов глубокого докембрия центральных районов Русской плиты. Сов. геология, № 9.
- Бондаренко О. Б., Келлер Б. М. 1956. Силурийские отложения р. Кургул на Южном Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.
- Борисов А. А. 1965. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. Автореф. докт. дисс. М.
- Борисов А. А. 1966. О динамической активизации земной коры в процессе тектогенеза. В сб.: Проблемы физики Земли, вып. 15, изд. «Наукова думка», Киев.
- Боровиков Л. И. 1965. Западная часть Центрального и Южный Казахстан. В кн.: Стратиграфия СССР. Кембрийская система. Изд. «Недра», М.
- Боровко Н. Г. 1962. Генезис пород полюдовской свиты Северного Урала. Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, нов. сер., т. 86.
- Боровко Н. Г. 1967. Везд и нижний палеозой Полюдова кряжа Северного Урала. Автореф. канд. дисс. Л.
- Боровко Н. Г., Келль Г. Н., Смирнов Ю. Д. 1964а. Стратиграфия, условия образования и алмазоносность отложений «чурочной» свиты (Северный Урал). Тр. ВСЕГЕИ, т. 419.
- Боровко Н. Г., Ишков А. Д., Келль Г. Н. 1964б. Новые данные по литологии полюдовской свиты Северного Урала. Тр. ВСЕГЕИ, т. 419.
- Боровко Н. Г., Голуб И. Н. 1966. О возрасте древних немых свит Полюдова кряжа. ДАН СССР, т. 169, № 4.

- Борукаев Р. А. 1955. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). Госгеолтехиздат, М.
- Борукаев Р. А., Ившин Н. К. 1960. Верхний кембрий и нижний ордовик Северо-Востока Центрального Казахстана. Тр. совещ. по унификации стратиграф. схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. 1, Изд. АН Каз. ССР, Алма-Ата.
- Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф. 1960. Верхний протерозой и сийный севера и востока Центрального Казахстана. Тр. совещ. по унификации стратигр. схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. 1, Изд. АН Каз. ССР, Алма-Ата.
- Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф. 1964. Складчатые комплексы Восточного Казахстана. В сб.: Вопросы геологии Казахстана, изд. «Наука», Алма-Ата.
- Брунс Е. П. 1958. Кембрий Русской платформы. В кн.: Геологическое строение СССР, т. I. Стратиграфия. Госгеолтехиздат, М.
- Брунс Е. П. 1964. История развития Русской платформы в позднем докембрии. Докл. сов. геол. к XXII сессии МГК. Проблема 9. Изд. «Недра», М.
- Брунс Е. П. 1965. Русская платформа. В кн.: Стратиграфия СССР. Кембрийская система. Изд. «Недра», М.
- Бубличенко Н. Л. 1951. О восточной границе Палеоурала. Бюлл. МОИП, т. 26, № 5.
- Бубличенко Н. Л., Ржонсницкая М. А. 1958. Девон Алтая. Геологическое строение СССР, т. I. Госгеолтехиздат, М.
- Булькин Л. Д. 1962а. О положении ультраосновных массивов в структуре Тагузак-Аятского района на восточном склоне Южного Урала. Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 10, Госгеолтехиздат, М.
- Булькин Л. Д. 1962б. О возрасте ультраосновных интрузий Урала. Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 10, Госгеолтехиздат, М.
- Буртман В. С. 1963. Среднепалеозойские отложения центральной части Киргизского хребта. В сб.: Матер. по региональной стратиграфии СССР, Госгеолтехиздат, М.
- Буш В. А., Филатова И. И. 1963. Стратиграфия девонских и нижнекаменноугольных отложений центральных частей Джунгарского Алатау. Изв. высш. учеб. зав., геология и разведка, № 7.
- Варсановьева В. А. 1961. Тектоническое и геоморфологическое развитие Урало-Тиманской области. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, № 4.
- Васянов Г. П. 1965. Новые данные по ордовику восточного склона Южного Урала. Сов. геология, № 7.
- Вахрушев Г. В. 1959. О широтных и субширотных зонах дислокаций Южного Урала и Предуралья. Вопр. геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. II.
- Великовская Э. М. 1966. Особенности строения силурийских отложений Чингиз-Тарабагатайского мегантиклинория. Вестн. МГУ, № 1.
- Величкин В. И. 1965. Особенности нижнепалеозойской истории геологического развития северо-восточной части Кокчетавского антиклинория (Северный Казахстан). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Вербичская Н. П., Гапеева Г. М. 1959. О возможных источниках алмазов в россыях западного склона Урала. Разведка и охрана недр, № 3.
- Виллер Г. А. 1963. О возрасте ашинской свиты на западном склоне Северного Урала. Сов. геология, № 11.
- Виноградов П. Д., Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Огнев В. Н. 1958. Тяньшанская складчатая область. В кн.: Геологическое строение СССР, т. III. Тектоника. Госгеолтехиздат, М.
- Винснес Т. С. 1968. Докембрий Шпицбергена и острова Медвежий. В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. Изд. «Мир», М.

- Владимирская Е. В. 1955. Девонские отложения Колво-Вишерского края. Тр. ВНИГРИ, вып. 90.
- Владимирская Е. В. 1960. Ордовикские отложения Центральной и Западной Тувы. Зап. Ленингр. горн. ист., т. 37, № 2.
- Владимирская Е. В. 1961. Силурийские отложения бассейна среднего течения р. Ус в Западном Саяне. Тр. ВСЕГЕИ, т. 58.
- Водорезов Г. И. 1960. Основные черты стратиграфии палеозой Мугоджар. Сб. Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Изд. АН Каз. ССР, Алма-Ата.
- Водорезов Г. И. 1961. Основные черты магматизма Мугоджар. Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 8, Госгеолтехиздат, М.
- Водорезов Г. И., Розман Х. С. 1956. О девонских отложениях Кемпирсайского района в связи с вопросом о возрасте ультрабазитов Южного Урала. Матер. по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 1.
- Войновский-Кригер К. Г. 1960. Ордовик Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXV, № 3.
- Войновский-Кригер К. Г. 1961. Силур Лемвинской фациально-структурной зоны (Западный склон Полярного Урала). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXVI, № 3.
- Войновский-Кригер К. Г. 1962. Девонские отложения Лемвинской фациально-структурной зоны и прилегающих районов (Западный склон Полярного Урала). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 37, № 2.
- Волков С. Н. 1963. Эйфельские конгломераты восточного склона Приполярного Урала. Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер., вып. 8.
- Волков С. Н. 1960. Средний палеозой северной окраины Нижнетагильского синклинория. Тр. геол. музея АН СССР, вып. IV.
- Волков С. Н. 1963. К вопросу о взаимоотношении Урала, Пай-Хоя и Таймыра. Тр. ВСЕГЕИ, т. 92.
- Волкова А. А. 1960. К стратиграфии девонских отложений Северо-Восточной Ферганы. Тр. Упр. геологии и охраны недр при Сов. Мин. Кирг. ССР, сб. I.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Таль-Вирский Б. Б., Шрайбман В. И. 1964. Строение земной коры и верхней мантии основных геоструктурных зон запада Средней Азии. В кн.: Строение и развитие земной коры. Изд. «Наука», М.
- Вотах О. А., Козлов Г. В. 1965. Об угловых несогласиях на границе кембрия и докембрия в Туруханском районе. Геология и геофизика, № 7.
- Вялов О. С. 1965. Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатского прогиба. Киев, Изд. «Наукова думка», Киев.
- Гапеева Г. М. 1963. Долериты Урала. Тр. I-го Уральск. петрогр. совещ., т. II. Изд. Уральск. фил. АН СССР, Свердловск.
- Гарань М. И. 1938. Геологический очерк Бакало-Саткинского района. Тр. Уралгеоминна, вып. I, Свердловск.
- Гарань М. И. 1939. Докембрийские отложения западного склона Южного Урала и связь с ними полезных ископаемых. Тр. XVII сессии МГК, т. II, Госгеолиздат, М.
- Гарань М. И. 1946. О возрасте и условиях образования древних свит западного склона Южного Урала. Госгеолиздат, М.
- Гарань М. И. 1947. О периодичности осадкообразования в древних свитах западного склона Урала. В сб.: Геология и полезн. ископ. Урала, вып. I, Госгеолиздат, М.
- Гарань М. И. 1950. Геологическое строение центральной метаморфической зоны южной части Среднего Урала. Тр. Горно-геол. инст. Уральск. фил. АН СССР, вып. 17, Свердловск.
- Гарань М. И. 1956. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала. Тез. докл. Межвед. совещ. по унификации стратигр. схем Урала, Свердловск.

- Гарань М. И. 1959. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала (Башкирско-Уралтауский мегантиклинорий). Тр. Горно-геол. инст. Уральск. фил. АН СССР, вып. 32, Свердловск.
- Гарань М. И. 1960. Докембрий и кембрий Урала. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК. Проблема 8. Изд. АН СССР, Л.
- Гарань М. И. 1963. Западный склон и Центральная зона Южного Урала. Региональные стратиграфические очерки верхнего докембрия. В кн.: Верхний докембрий. Изд. «Недра», М.
- Гаредцкий Р. Г., Шрайбман В. И. 1960. Глубина залегания и строения складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан). Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 44.
- Гарковец В. Г. 1967. Новые данные о связи Тянь-Шаня с Уралом и вопросы структурно-металлогенического районирования территории Узбекистана. Сов. геология, № 11.
- Гаррис М. А. 1961. О корреляции докембрия Южного Урала и восточной части Русской платформы по данным калий-аргонового метода. В кн.: Вопросы геохронологии и геохимии докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы. Изд. Башк. фил. АН СССР, Уфа.
- Гаррис М. А. 1963. Главнейшие возрастные комплексы магматических и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. первого Уральск. цетрогр. совещ., т. I, Свердловск.
- Гаррис М. А. 1964. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое (по данным калий-аргонового метода). Докл. сов. геологов к XXII сесс. МГК. Проблема 3. Изд. «Наука», М.
- Гаррис М. А., Шанин Л. А., Устюжанина Л. С., Дедин Н. Н., Солдатенков С. С. 1960. Абсолютный возраст гранитоидов Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. Тр. VII сесс. Комисс. по опред. абс. возр. геол. формаций, Изд. АН СССР, М.
- Гаррис М. А. и др. 1961а. Предварительная геохронологическая шкала докембрия и палеозоя. Тр. IX сесс. Комисс. по опред. абс. возр. геол. формаций, Изд. АН СССР, М.—Л.
- Гаррис М. А. и др. 1961б. Геохронология магматических и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар. Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 8, Госгеолтехиздат, М.
- Гаррис М. А., Сиротин К. И., Задумин М. И. 1963. Новые данные к геохронологической шкале Урала. Тр. Комисс. по опр. абс. возраста геол. формаций, изд. АН СССР, М.
- Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М., Полевая Н. И., Семихатов М. А. 1964. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей, венд). Докл. сов. геол. к XXII сесс. МГК. Проблема 3. Изд. «Наука», М.
- Гафаров Р. А. 1963. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8.
- Гафаров Р. А. 1963. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы по данным региональных геофизических исследований. Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 85.
- Гафаров Р. А. 1966. Вопросы тектоники фундамента севера Восточно-Европейской платформы. Геотектоника, № 4.
- Гейслер А. Н. 1956. Новые данные по стратиграфии и тектонике нижнего палеозоя северо-западной части Русской платформы. В сб.: Материалы по геологии Европейской территории СССР, Л.
- Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы. 1966. М. 1:2 500 000. Под ред. Л. А. Варданянца. Л.
- Гинцингер А. Б. 1962. К стратиграфии ордовика Ануйско-Чуйского и

- Чарышско-Ийского синклиналиев Горного Алтая. Тр. СНИИГГИМС, вып. 24.
- Гинцингер А. Б. 1964. Корреляционная стратиграфическая схема ордовика Алтая, Салаира и Горной Шории. Тр. СНИИГГИМС, вып. 29.
- Гинцингер А. В. 1967. Горный Алтай (девон). Геология СССР, т. 14, Изд. «Недра», М.
- Голдин Б. А. 1962. Основные черты стратиграфии древних свит верхних рек Вангыра и Большого Патока. (Приполярный Урал). Тр. ИГ Коми ФАН СССР, вып. 2.
- Горохов С. С. 1961. Стратиграфическое положение ашинской свиты в Тирлянском районе Башкирской АССР. ДАН СССР, т. 139, № 4.
- Горохов С. С. 1963. Стратиграфия рифейских отложений хребта Уралтау на Южном Урале. Автореф. канд. дисс. М.
- Горохов С. С. 1964. Рифей хребта Уралтау. Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 124.
- Горохов С. С., Петровский А. Д. 1962. Кембрийские и позднекембрийские отложения Сакмарского поднятия на Южном Урале. ДАН СССР, т. 145, № 6.
- Горохов С. С., Шарфман В. С., Рудник Г. Б. 1962. К вопросу о возрасте гипербазитовых интрузий Южного Урала. ДАН СССР, т. 142, № 3.
- Горский И. И. 1958. Уральско-Новоземельская складчатая область. Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника. Госгеолтехиздат, Л.
- Горшков Г. С. 1964. Явления вулканизма и верхняя мантия. В кн.: Химия земной коры, т. II. Изд. «Наука», М.
- Горяинова О. П., Дорофеев Н. В., Наливкин Б. В., Наливкин Д. В., Петров А., Рябинин В. Н., Фалькова Э. А. 1931. Стратиграфия древних немых толщ западного склона Южного Урала. Изв. ВГРО, т. 50, вып. 70.
- Горяинова О. П., Фалькова Э. А. 1933. Отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Бол. Инзер и Зилим. Тр. ВГРО, вып. 272.
- Горяинова О. П., Фалькова Э. А. 1935. К стратиграфии свит древнего палеозоя западного склона Южного Урала. Зап. Всеросс. Минер. общ., ч. 64, № 2.
- Горяинова О. П., Фалькова Э. А. 1937. Древние свиты западного склона Южного Урала. Булл. МОИП, т. 45, отд. геол., вып. 15.
- Горяинова О. П., Фалькова Э. А. 1940. Геология Инзерского и Зиганино-Комаровского районов Башкирской АССР. Тр. Геол. упр. Башк. АССР, вып. 9. Уфа.
- Гривнак К. 1958. Железорудные месторождения Уфалейских горных заводов. Горн. журн., кн. IV, т. II.
- Гуткин Е. С., Родченко Ю. М. 1965. Тектоника Североуральского бассейна и ее связь с бокситовым оруденением. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Давыденко Ю. А. 1958. О некоторых особенностях бакальской свиты и распространения ее верхних горизонтов на рудном поле Бакала. Тр. Иркутск. горно-металлург. инст., сер. геол., вып. 15.
- Двойченко Н. К., Харченко Л. Ф. 1962. Опорный разрез верхнесилурийских и девонских отложений северной окраины Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Матер. по геол. и полезн. ископ. Центральн. Казахстана, вып. 2, Госгеолтехиздат, М.
- Дворцова К. И. 1965. Новые данные о стратиграфии девонских осадочных и вулканогенных образований в Чу-Илийских горах (Казахстан). ДАН СССР, т. 160.
- Дедеев В. А. 1959. Стратиграфия девонских отложений Щучинского синклинали (Восточный склон Полярного Урала). Тр. ВНИГРИ, вып. 140.

- Дедеев В. А. 1965. Стратиграфия СССР. Силур. Восточный склон Урала. Приполярный и Полярный Урал. Изд. «Недра», М.
- Дедеев В. А., Наливкин В. Д., Симоненко Т. Н., Соколов В. Н., Шаблинская Н. В. 1962. Строение досреднеюрского фундамента Западно-Сибирской низменности в свете новых данных. Сов. геология, № 7.
- Дембровский Б. Я. 1965. О характере контакта ордовикских и доордовикских отложений на кряже Манита-Нырды (Полярный Урал). Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока Европейской части СССР, сб. 5. Сыктывкар.
- Деменицкая Р. М. 1961. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Тр. инст. геологии Арктики, т. 115, Гостоптехиздат, Л.
- Демочкидов К. К. и др. 1957. Геологическое строение островов Новой Земли и острова Вайгач. Тр. ВНИИГА, т. 81.
- Джолджоев Б. 1964. Стратиграфическое расчленение свиты джетым-тоо в пределах Джетымского железорудного месторождения (Тянь-Шань). В сб.: Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии, изд. АН Кирг. ССР, Фрунзе.
- Дианова Т. В. 1958. Вулканогенные горные породы восточной части Павдинского района. Тр. Горно-Геол. инст. УФАИ, вып. 33, Свердловск.
- Дикенштейн Г. Х., Полканова Л. П. 1966. О возрасте и структурных этапах фундамента Устюрта и Южного Приаралья. Геотектоника, № 5.
- Дингельштедт Н. Н. 1933. Геологические исследования в Тирляномском районе на Южном Урале. Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 277.
- Дингельштедт Н. Н. 1934. Геологическая карта Верхне-Гумбейского района Южного Урала. Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 360.
- Дмитриев Л. М. 1957. О геологическом строении района Уфалейской интрузии Среднего Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIII, № 2.
- Добрынин В. М., Сигитова Е. М. 1962. Новые данные по стратиграфии кембрийских и нижнеордовикских отложений Южного Улутау. Матер. по геол. и полезн. ископ. Центральн. Казахстана, Госгеолтехиздат, М.
- Домрачев С. М. 1952. Девон хребта Каратау и прилегающих районов Южного Урала. Тр. ВНИГРИ, вып. 61.
- Домрачев С. М., Чочина Н. Г. 1957. Стратиграфия девона западного склона Урала. Тр. ВНИГРИ, вып. 106.
- Дунаев В. А., Дурнева Н. Н. 1963. Возраст некоторых уральских слюд, определенный рубидий-стронциевым методом. В кн.: Тр. XI сесс. комис. по определ. абс. возр. геол. формаций, М.
- Дунаев В. А., Овчинников Л. Н., Краснобаев А. А. 1969. Об абсолютном возрасте геологических образований Ильменских гор (Средний Урал). ДАН СССР, кн. 186, № 5.
- Евдокимов Ю. Б. 1959. Нижний палеозой западного склона Полярного Урала. Сборник статей по геологии Арктики. Тр. НИИГА, т. 102, вып. 10.
- Евдокимов Ю. Б. 1960. Стратиграфическое положение вулканогенных толщ нижнего палеозоя Полярного Урала. Матер. годичн. сесс. Уч. сов. ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г., Л.
- Евдокимов Ю. Б. 1961. Некоторые фациальные особенности ордовикских обломочных толщ на западном склоне Полярного Урала. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 3.
- Евдокимов Ю. Б., Базилевич Г. Я. 1963. Структурно-фациальные особенности Севера Урала на ордовикском этапе тектонического развития. Матер. годичной сесс. Уч. сов. ВСЕГЕИ по результатам работ 1960 г., Л.

- Евдокимов Ю. Б., Комаров А. Г. 1961. Опыт определения возраста вулканогенных пород методом измерения естественной остаточной намагниченности (к вопросу о наличии кембрия на Полярном Урале). Изв. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 67.
- Евсеев К. П. 1959. О стратиграфии и фациях ордовика и силура западной зоны Северных частей Урала. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 6.
- Евсеев К. П. 1960. Стратиграфия и фации палеозоя Лемвинской структурной зоны полярного Урала. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2.
- Евсеев К. П., Кандиайн А. Г., Корень Т. Н. 1965. Западный склон Урала (миогесинклиальная подобласть). В кн.: Стратиграфия СССР. Силурийская система. Изд. «Недра», М.
- Евсеев К. П., Корень Т. Н. 1962. Силурийские отложения Лемвинской структурно-фацальной зоны Полярного Урала. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 86.
- Егорова Л. З. 1962. Досреднедевонские отложения Куйбышевской и Оренбургской областей. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевон. Гостоптехиздат, М.
- Елкин Е. А. 1963. К вопросу о расчленении нижнего девона и эйфеля северной части Алуиско-Чуйского прогиба (Алтай). Геология и геофизика, № 5.
- Елкин Е. А., Грацианова Р. Т. 1966. Схема расчленения морских нижнедевонских и эйфельских отложений Горного Алтая. Геология и геофизика, № 8.
- Ерошевская Р. И. 1964. Стратиграфия Среднего девона Ивдельского района Свердловской области. Тр. ВСЕГЕИ, № 119.
- Есипов П. М. 1949. О каледонских движениях на западном склоне Среднего Урала. ДАН СССР, т. 68, № 4.
- Есипов П. М. 1953. Об ашинской свите в бассейне р. Вишеры. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 28, № 1.
- Есипов П. М. 1962. Ашинские свиты Среднего и Северного Урала. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевон. Гостоптехиздат, М.
- Есипов П. М. 1963. Средний, Северный и Приполярный Урал. Региональные стратиграфические очерки верхнего докембрия. В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, М.
- Есипов П. М. 1968. Докембрий западного склона Среднего и Северного Урала. Сов. геология, № 3.
- Ефимов А. А. 1961. О результатах изучения Кытлымского платиноносного массива. Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 8, Госгеолтехиздат, М.
- Ефимов А. А. 1963. Кытлымский платиноносный массив. В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. I. Изд. Уральск. фил. АН СССР, Свердловск.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. 1967. Кытлымский платиноносный массив. Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 13, Изд. «Недра», М.
- Жемчужников Ю. А. 1940. Вводная статья в сб. «Юская слоистость и ее геологическая интерпретация». Тр. ВИМС, вып. 163, Госгеолтехиздат, М.
- Жуков Ю. В. 1961. Кембрийские отложения верховьев р. Нарын и их рудоносность. Тр. упр. геологии и охраны недр при Сов. Мин. Кирг. ССР, вып. 49.
- Жуков Е. В., Кнауф В. И. 1964. К стратиграфии древних толщ восточной части Северного Тянь-Шаня. Матер. по геологии Тянь-Шаня, вып. 3, Изд. АН Кирг. ССР, Фрунзе.
- Журавлев В. С. 1960. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 42.
- Журавлев В. С. 1964. Сравнительная тектоника экзогональных впадин Русской платформы. В кн.: Деформация пород и тектоника. Докл. сов. геол. к XXII сессии МГК. Проблема 4. Изд. АН СССР, М.

- Журавлев В. С., Гафаров Р. А. 1959. Схема тектоники северо-востока Русской платформы. ДАН СССР, т. 128, № 5.
- Журавлев В. С., Осадчук М. И. 1960. Структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента Тимана. Бюлл. отд. геол., т. 35, № 3.
- Журавлев В. С., Осадчук М. И. 1962. Тектоническое положение кислоручейской свиты в составе рифейского складчатого фундамента Тимана. ДАН СССР, т. 146, № 5.
- Журавлев В. С., Осадчук М. И. 1963. Тиманский кряж и п-ов Каннин. В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, М.
- Журавлев В. С., Перфильев А. С., Херасков Н. П. 1965. Пространственные и временные соотношения между уралидами и доуралидами на восточном ограничении Русской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, № 5.
- Журавлева З. А. 1963. Онколиты и катаграфы рифей и нижнего кембрия Сибири и Южного Урала и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дисс. Изд. АН СССР, М.
- Журавлева З. А., Мамаев Н. Ф. 1966. О находках онколитов в древних толщах восточного склона Южного Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Заварицкий А. Н. 1937. Петрография Бердяшского плутона. Тр. Центр. н.-иссл. геол.-развед. инст., вып. 96.
- Задорожная Н. М. 1961. Стратиграфия ордовикских отложений юго-западной оконечности Куртушибинского хребта. Тр. ВСЕГЕИ, т. 58.
- Зайцев А. 1887. Геологическое описание Ревдинского и Верхисетского округов и прилегающих местностей. Тр. Геол. Ком., т. IV, № 1.
- Залипухин М. И. 1963. Новые данные по геотектоническому районированию Тимано-Печорской депрессии (по аэромагнитным данным). В сб.: Аэромагнитная съемка в геологии, Госгеолтехиздат, М.
- Зубцов Е. И. 1960. Стратиграфия ордовикских отложений Средней Азии. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК. Проблемы 7. Изд. АН СССР, Л.
- Иванов А. И. 1946. Возраст древних свит западного склона Южного Урала. К разрезам палеозоя и докембрия западного склона Южного Урала. Изд. Башк. геол. управл., Уфа.
- Иванов А. И. 1949. Обоснование сводного стратиграфического разреза древних свит западного склона Южного Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 24, № 5.
- Иванов А. Н., Мягкова Е. И. 1950. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя западного склона Среднего Урала. Тр. ГГИ УФАН, вып. 17, Свердловск.
- Иванов А. Х. 1962. Стратиграфия бассейна р. Бораталы в Джунгарском Алатау. Сов. геология, № 9.
- Иванова А. М. 1958. Верхнекембрийские и ордовикские отложения Пай-Хоя и северной части Полярного Урала. Автореф. дисс. Л.
- Иванова А. М. 1959. Верхнекембрийские и ордовикские отложения Пай-Хоя и северной части Полярного Урала. Тр. Инст. геологии Арктики, т. 96, № 8.
- Иванова А. М., Устрицкий В. И., Молдаванцев Ю. Е. 1957. Геологическое строение Полярного Урала и Пай-Хоя. Геология Советской Арктики, т. 81.
- Иванова З. П., Клевцова А. А. 1959. Стратиграфия и фации додевонских отложений Волго-Уральской области. Тр. ВНИГРИ, вып. 22.
- Иванова З. П., Клевцова А. А. 1960. Условия накопления додевонских отложений северо-востока Русской платформы в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. Тр. ВНИГРИ, вып. 31.

- Иванова З. П., Веселовская М. М., Клевцова А. А. 1959. О стратиграфическом расчленении и стадиях формирования додевонских отложений центральных и восточных областей Русской платформы. ДАН СССР, т. 128, № 4.
- Иванова З. П., Клевцова А. А., Веселовская М. М. 1959. Стратиграфия бавлинских отложений Волго-Уральской области. Тр. ВНИГРИ, вып. XIX.
- Ивенсен Ю. П. 1960. Рифейский магматизм Канина и Северного Тимана. Тр. Коми Фил. АН СССР, вып. 10.
- Ишназаров Н. И. 1965. Стратиграфия девонских отложений системы Чаткальских гор. Узб. Геол. журн., № 4.
- Казаков М. П., Знаменский В. В. 1957. К вопросу о юго-восточном обрамлении Русской платформы. В кн.: Вопросы региональной геологии и методики геологических исследований. Гостоптехиздат, Л.
- Казаков Г. А., Полевая Н. И. 1962. Абсолютный возраст додевонских отложений Русской платформы и Урала. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Девон. Гостоптехиздат, М.
- Казаков И. Н. 1961. Очерк геологического строения Западного Саяна. Тр. ВСЕГЕИ, т. 58.
- Калинин Н. А. 1963. Основные черты геологического строения и нефтегазоносность западного Казахстана. Тр. ВНИГРИ, вып. 213.
- Калинина О. А., Фотиади Э. Э. 1959. Крупные черты тектонической структуры северо-востока Европейской части СССР по геологическим и геофизическим данным. Тр. ВНИГРИ, вып. 133.
- Калмурзаев К. Е. 1963. Основные черты истории геологического развития Сары-Джазского района (Центральный Тянь-Шань). В сб.: Матер. по литологии, геохимии и оруденению осадочных толщ Тянь-Шаня. Изд. АН Кирг. ССР, Фрунзе.
- Калугин А. С., Ананьев А. Р., Грицианова Р. Т., Кульков Н. П., Миронова Н. В., Надлер Ю. С. 1964. Стратиграфическое положение и возраст горизонта вулканогенно-осадочных железных руд в девонских отложениях Алтая. Тр. СНИИГГИМС, вып. 29.
- Калюжный В. А. 1959. Метаморфические древние толщи и металлогенические черты Тимана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А. 1961. Новые данные о девоне бассейна р. Малый Ик на Южном Урале. ДАН СССР, т. 141, № 4.
- Карогодин Ю. Н., Клярковский В. М., Погорелов Б. С. 1965. Новые данные о строении и абсолютном возрасте складчатого фундамента северо-запада Западно-Сибирской низменности. Геология и геофизика, № 5.
- Кассин Н. Г. 1934. Очерк тектоники Казахстана. Пробл. сов. геологии, т. II, № 6.
- Кассин Н. Г. 1947. Материалы по палеогеографии Казахстана. Изд. АН Каз. ССР, Алма-Ата.
- Квятковский Р. Э. 1933. Геологическое описание Белорецкого района Южного Урала. Тр. ВГРО, вып. 297.
- Кейльман Г. А. 1958. Новые данные о геологическом строении района Сысертской гранитной интрузии. Сов. геология, № 6.
- Кейльман Г. А. 1961. К вопросу о формировании гранитных массивов Урала. Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 8, Госгеолтехиздат, М.
- Кейльман Г. А. 1967. Результаты геологического картирования метаморфических комплексов Урала. В кн.: Проблемы изучения докембрия. Изд. «Наука», Л.
- Келлер Б. М. 1947. Такатинская свита девона Башкирии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.

- Келлер Б. М. 1949. Флишевая формация палеозоя в Зилаирской синклинали на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. ИГН АН СССР, т. 104, сер. геол., № 34.
- Келлер Б. М. 1952. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. Тр. инст. геол. наук АН СССР, вып. 109, № 37.
- Келлер Б. М. 1955. Генетические ряды формаций на примерах Кавказа и Урала. Матер. Новосибирск. конфер. по учению о геол. формациях, т. 1.
- Келлер Б. М. 1961. Границы кембрийской системы в свете новых исследований Урала и Русской платформы. В кн.: Кембрийская система, ее палеогеография и проблема нижней границы, т. III. Изд. АН СССР, М.
- Келлер Б. М. 1962. Ашинская свита. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевон. Гостоптехиздат, М.
- Келлер Б. М. 1963а. Введение. В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, М.
- Келлер Б. М. 1963б. Общие вопросы развития земной коры в верхнем докембрии. В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, М.
- Келлер Б. М. 1964а. О терминах альгонк и протерозой. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Келлер Б. М. 1964б. Рифейская группа. Докл. сов. геологов к XXII сесс. МГК, Проблема 10, М.
- Келлер Б. М. 1966а. Вендский комплекс Урала. Сов. геология, № 5.
- Келлер Б. М. 1966б. Подразделения единой стратиграфической шкалы докембрия. ДАН СССР, т. 171, № 6.
- Келлер Б. М., Соколов Б. С. 1960. Поздний докембрий севера Мурманской области. ДАН СССР, т. 133, № 5.
- Келлер Б. М., Соколов Б. С. 1962. Вендский комплекс — первое подразделение палеозойской группы. Совещ. по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск.
- Ким А. И. 1963. К стратиграфии отложений ордовика и нижнего лландовери Зеравшано-Гиссарской горной области. Узбекск. геол. журн., № 6.
- Кириченко Г. И. 1963а. Тектоника Енисейского кряжа. В кн.: Тектоника Сибири, т. II. Новосибирск.
- Кириченко Г. И. 1963б. Геосинклинальные области Сибири — Енисейский кряж. В кн.: Стратиграфия СССР, Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, М.
- Кириченко Г. И. 1965. Енисейский кряж. В кн.: Стратиграфия СССР, Кембрийская система. Изд. «Недра», М.
- Клевцова А. А. 1963. Поздний докембрий Пачелмского прогиба и других частей Русской платформы. ДАН СССР, т. 150, № 3.
- Клигин К. А. 1960. О тектонике Шпицбергена. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10.
- Клигин К. А., Палей И. П., Постельников Е. С. 1963. Особенности морфологии структур восточной окраины Енисейского кряжа. ДАН СССР, т. 152, № 5.
- Клочихин А. В. 1960. Ордовик, силур и нижний девон восточного крыла Зилаирского синклизория на Южном Урале. В сб.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 7, Уфа.
- Клочихин А. В. 1964. Ордовикские и силурийские отложения Приурал-Тавусской зоны в границах Оренбургской области. Геология СССР, т. XIII. Изд. 2-е. М.
- Клюжина М. Л. 1963а. Косая слоистость в породах ашинской свиты Южного Урала. В сб.: Матер. по региональн. стратигр. СССР, Госгеолтехиздат, М.

- Ключина М. Л. 1963б. К стратиграфии верхней части ашинской свиты Среднего Урала по данным литологического изучения. Тр. Инст. геол. УФАН СССР, вып. 65.
- Князева Л. Н. 1958. Результаты изучения бокситовых месторождений Северного Урала и дальнейшее направление поисковых работ. Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, № 6, Госгеолтехиздат, М.
- Кованько Н. Д. 1968. Субширотные поднятия восточной части Русской платформы и Предуральяского прогиба, их значение для поисков нефти и газа. Сов. геология, № 9.
- Комаров А. Г. 1956. К вопросу о возрасте габбро-перидотитовой формации на Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9.
- Кондиайн А. Г. 1963. Структурно-фациальные особенности Севера Урала на силурийско-раннедевонском этапе тектонического развития. Тр. ВСЕГЕИ, т. 92.
- Кондиайн А. Г. 1964. Предсреднедевонский разрыв на западном склоне Приполярного и Северного Урала. Тр. ВСЕГЕИ, № 119.
- Кондиайн А. Г., Кондиайн О. А., Мазина Е. А., Мельников А. С., Молдавцев Ю. Е., Нестянова О. А., Петрова И. А., Румянцева Н. А., Сергиевский В. М., Смирнов Ю. Д. 1968. Тектоника, магматизм и металлогения Урала. Докл. сов. геологов к XXIII сесс. МГК. Изд. «Наука», М.
- Кондиайн О. А. 1963. Структурно-фациальное районирование севера Урала. Тр. ВСЕГЕИ, т. 92.
- Кондиайн О. А., Кондиайн А. Г. 1960. Стратиграфия и фаии девонских отложений южной части Печорского Урала. Матер. ВСЕГЕИ, № 28.
- Кондратьева М. Г. 1956. Литология, фаии и перспективы нефтегазоносности девонских отложений Саратовского Поволжья. Тр. ВНИГРИ, сб. реф.
- Кондратьева М. Г. 1962. Стратиграфия досреднедевонских отложений (казанлинской и пугачевской свит) Саратовского и Сталинградского Поволжья. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Девон. Госоштехиздат, М.
- Кондратьева М. Г., Обручев Д. Н. 1955. О возрасте бавлинской свиты Саратовского Правобережья. ДАН СССР, т. 105, № 5.
- Кононов А. Н. 1962. Отложения девона Центрального Алтая. Матер. по геологии Зап. Сибири, вып. 63, Томск.
- Корень Т. Н., Петровский А. Д. 1967. Силурийские отложения западного склона южной части Южного Урала. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 144.
- Коржинский Д. С. 1962. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9.
- Королев В. Г. 1961. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных районов. Изв. Киргизск. фил. ВГО, вып. III.
- Королев В. Г. 1963. Средняя Азия. В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, М.
- Королев В. Г. 1964. Кембрий Тянь-Шаня. Матер. по геологии Тянь-Шаня, вып. 3. Изд. АН Кирг. ССР, Фрунзе.
- Королев В. Г. 1965. Тяньшанская складчатая область (Средняя Азия). В кн.: Стратиграфия СССР. Кембрийская система. Изд. «Недра», М.
- Королюк И. К., Писарчик Я. К. 1965. Южная часть Сибирской платформы. В кн.: Стратиграфия СССР. Кембрийская система. Изд. «Недра», М.
- Косолобов Н. И. 1963. Осадочные серпы девона некоторых районов Саяно-Алтайской складчатой области. Геология и геофизика, № 10.
- Косыгин Ю. А. 1961. Типы основных структурных элементов земной коры в позднем докембрии. Геология и геофизика, № 1.

- Кочетков О. С. 1964. К вопросу о стратиграфии и тектонике древних толщ фундамента Тимана. Тр. инст. геологии Коми фил. АН СССР, вып. 4.
- Краснобаев А. А. 1963. О возможности определения абсолютного возраста цирконов альфа-свинцовым методом. Тр. 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. III, Свердловск.
- Краснопольский А. А. 1889. Пермь-Соликамск. Тр. Геол. ком., т. XI, № 1.
- Краснопольский А. А. 1904. Геологический очерк окрестностей Лемзинского завода. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 17.
- Кратц К. О. 1963. Геология карелид Карелии. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 16. Изд. АН СССР, Л.
- Краузе С. Н. 1957. К палеогеографии начала эйфельского века на западном склоне Южного Урала. Вопр. геоморфологии и геологии Башкирии, № 1, Уфа.
- Краузе С. Н. 1958. Условия образования терригенных толщ среднего девона западного склона Южного Урала. В кн.: Вопросы геологии и нефтеносности девонских отложений Западной Башкирии и смежных областей. Изд. Башкирск. фил. АН СССР, Уфа.
- Краузе С. Н., Маслов В. А. 1961. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Южного Урала. Изд. ГГИ Башкирск. фил. АН СССР, Уфа.
- Кремс А. Я. 1948. Природа и происхождение структур Южного Тимана и условия формирования залежей нефти. Матер. III геол. конфер. Коми АССР, Сыктывкар.
- Криницкий Д. Д. 1965. Об открытии на юге Башкирии силурийских отложений среди древних толщ западного склона хребта Уралтау. Матер. по геологии Южного Урала, вып. 4.
- Криницкий Д. Д., Криницкая В. М. 1961. Стратиграфия метаморфических толщ. Среднее течение р. Сакмары. Уч. зап. СГУ, т. 67.
- Кронидов И. И., Кумпан А. С. 1960. Геологическое строение закрытых территорий Казахстана по материалам аэромагнитной съемки. Бюлл. ВСЕГЕИ, вып. 2.
- Кропоткин П. Н. 1967. Механизм движений земной коры. Геотектоника, № 5.
- Кротов Б. П. 1915. Петрографические исследования южной части Миасской дачи. Изд. Общ. естествоиспыт. при Казанск. унив. Казань.
- Кротов Б. П. 1962. Каледонский Урал, послекаледонская поверхность выравнивания и связанные с ней месторождения на Среднем Урале. ДАН СССР, т. 146, № 3.
- Кротов П. И. 1888. Геологические исследования на западном склоне Чердынского и Соликамского Урала. Тр. Геол. ком., т. VI.
- Крылов И. Н. 1962. Столчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южн. Урала. Автореф. канд. дисс. Новосибирск.
- Крылова А. К. 1950. Девонские отложения южной части Башкирского Урала. Гостоптехиздат, М.—Л.
- Кульков Н. П. 1961. О биостратиграфическом расчленении силурийских отложений Горного Алтая. Тд. СНИИГГИМС, вып. 20.
- Кухаренко А. А. 1960. Возраст ашинской серии западного склона Среднего и Северного Урала. Вестн. ЛГУ, № 24, вып. 4.
- Кухаренко А. А. 1962. Литология и условия формирования ашинской серии западного склона Среднего Урала. Уч. зап. ЛГУ, № 310, сер. геол. наук, вып. 12.
- Кухаренко А. А., Смирнов Ю. Д. 1960. Стратиграфия и условия формирования нижнепалеозойских отложений западного склона Среднего Урала. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 28.
- Кухтиков М. М. 1964. Краткий очерк геологического строения и истории развития Зеравшанской долины. Матер. по производительн. силам Таджикистана, вып. 2, Душанбе.

- Купшнарева Т. И. 1967. Особенности геологического развития Печорской впадины в девоне. Геотектоника, № 1.
- Кэй М. 1955. Геосинклинали Северной Америки. ИЛ., М.
- Лебедянский В. И. 1963. Некоторые общие вопросы генезиса спилито-кератофировых формаций на примере вулканогенных толщ Горного Крыма. Тр. 1-го Уральск. петрограф. совещ., том II, Свердловск.
- Лелешус В. Л. 1959. Силурийские отложения Зеравшано-Гиссарского хребта. Изв. АН Тадж. ССР, вып. 118.
- Лелешус В. Л. 1965. Девонские отложения Зеравшано-Гиссарской горной области. ДАН СССР, т. 162, № 1.
- Леоненко Н. И. 1955. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары). Тр. Лабор. геологии угля АН СССР, вып. III.
- Лермонтова Е. В., Разумовский Н. К. 1933. О древнейших отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях дер. Кидрясово на Южном Урале). Зап. Всесоюз. минер. общ., т. 62, вып. 1.
- Либрович Л. С. 1932. К геологии южной части Башкирского Урала. Тр. ВГРО ВСНХ СССР, № 144.
- Либрович Л. С. 1934. Основные черты геологической истории Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Зап. Всесоюз. минер. общ., вторая сер. ч. LXII, № 1.
- Либрович Л. С. 1936. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Тр. ЦНИГРИ, № 81.
- Либрович Л. С. 1939. Каменноугольные отложения района р. Шартымки и верховий р. Урала. Тр. ЦНИГРИ, № 114.
- Лисицина Г. А. и Хорошилов Л. В. 1965. О времени и условиях образования кератофиров и спилитов в ордовикских отложениях Северного Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Львов К. А. 1936. К тектонике западного склона Южного Урала. Зап. Казанск. унив., кн. 3, вып. 102.
- Львов К. А. 1939. Докембрийские и нижнепалеозойские отложения Урала. Объяснит. зап. к геол. карте Урала. М.
- Львов К. А. 1956. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии. Сов. геология, сб. 55.
- Львов К. А. 1958. Протерозой и нижний палеозой Урала. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1.
- Львов К. А. 1959. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала. Тр. НИИГА, т. 105, вып. 11.
- Львов К. А. 1965. Урал и Пай-Хой. В кн.: Стратиграфия СССР. Кембрийская система. Изд. «Недра», М.
- Львов К. А., Олли А. И. 1934. К геологии силуро-девонских образований р. Белой. Уч. зап. Казанск. унив., кн. 1, вып. 3.
- Львов К. А., Олли А. И. 1935. Об отношении среднего девона к ашинской свите и возрасте немых толщ западного склона Урала. Зап. Всесоюз. Минер. общ., ч. 64, № 2.
- Львов Б. К. 1963. Геолого-петрографические и минералого-геохимические особенности герцинских интрузий восточного склона Южного Урала. Тр. 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. III, Свердловск.
- Люткевич Е. М., Харитонов Л. Я. 1958. Эокембрийские отложения полуострова Рыбачьего, Среднего и о. Кильдина. В кн.: Геология СССР, т. XXVII, ч. I. Госгеолтехиздат, М.
- Мазарович О. А., Малиновская С. П., Обручева О. П., Фрейзон В. М., Юрина А. Л. 1966. К стратиграфии девонской системы Сарысу-Генизского водораздела. Вестн. МГУ, № 1.
- Мазина Е. А., Ксенофонтов О. К. 1961. Особенности магматизма северной части Тургайского прогиба и основные этапы его развития. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 43.

- Макарычев Г. И. 1961. Тектоническое развитие хребта Каратау (Южный Казахстан) в нижнем палеозое. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, № 3.
- Малахов А. А., Желобов П. П. 1962. О глубинной геологии Среднего Урала. ДАН СССР, т. 146, № 1.
- Малахов И. А. 1966. Петрохимия ультрабазитов Урала. Тр. Инст. геологии Уральск. фил. АН СССР, вып. 79, Свердловск.
- Малашевский В. Н., Попович Н. И. 1961. Структурно-фациальные зоны Приполярного и Полярного Урала в кембрийском периоде. Тр. ВСЕГЕИ, т. 67.
- Малашевский В. Н., Попович Н. И. 1963. Структурно-фациальные особенности Севера Урала на кембрийском этапе его развития. Матер. годичн. сесс. Уч. Сов. ВСЕГЕИ по результатам работ 1960 г., Л.
- Мальков Б. А., Пучков В. Н. 1964. Стратиграфия и структура метаморфических толщ полуострова Канин и Северного Тимана. Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, вып. 4, Сыктывкар.
- Мамаев Н. Ф. 1948б. Об условиях залегания некоторых каменноугольных толщ на восточном склоне Южного Урала. Зап. Уральск. геол. общ., № 2, Свердловск.
- Мамаев Н. Ф. 1958. Докембрий и нижний палеозой восточного склона Южного Урала. Матер. по геол. и железн. ископ. Урала, № 6, Госгеолтехиздат, М.
- Мамаев Н. Ф. 1959. О возможном существовании аналогов ашинской свиты на восточном склоне Южного Урала. Тр. Горно-геол. инст. УФАИ СССР, вып. 32.
- Мамаев Н. Ф. 1961а. Морской нижний кембрий на восточном склоне Южного Урала. Сов. геология, № 5.
- Мамаев Н. Ф. 1961. Новые данные о возрасте гипербазитов на восточном склоне Урала. Бюлл. н.-техн. информ. Мин. геологии, № 2 (30).
- Мамаев Н. Ф. 1963б. Нижнепалеозойский вулканизм на восточном склоне Южного Урала. Тр. 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. II, Свердловск.
- Мамаев Н. Ф. 1963. Восточная структурно-фациальная зона. В кн.: Верхний докембрий. Изд. «Недра», М.
- Мамаев Н. Ф. 1963. Новые данные по стратиграфии метаморфических толщ Мнасского района. Тр. ИГ УФАИ, вып. 65.
- Мамаев Н. Ф. 1964. К истории развития восточного склона Южного Урала в докембрии и нижнем палеозое. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Мамаев Н. Ф. 1965. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. Тр. ИГГ УФАИ СССР, вып. 73, Свердловск.
- Мамаев Н. Ф. 1967. Древние толщи Восточно-Уральского мегантиклинория. Изд. «Наука», М.
- Мамаев Н. Ф., Пронин А. А., Черменинова И. В. 1963. О стратиграфии и тектонических особенностях формирования толщ докембрия и нижнего палеозоя на восточном склоне Урала. Тр. Инст. геологии Уральск. фил. АН СССР, вып. 65, Свердловск.
- Маркин В. В. 1960. Ордовик и силур западного склона Приполярного Урала. Тр. Геол. муз. АН СССР им. А. П. Карпинского, вып. 3.
- Марковский Б. П. 1958. Девон Средней Азии. Геологическое строение СССР, т. I. Госгеолтехиздат, М.
- Мархилевич И. И. 1932. Геологические исследования в округах Сергинско-Уфалейских заводов на Урале. Тр. ВГРО ВСНХ СССР, вып. 162.
- Матвеевская А. Л. 1966. Структурное положение Ануйско-Чуйского прогиба Горного Алтая в эпоху герцинской складчатости. Сов. геология, № 4.

- Матвеевская А. Л. 1968. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. Автореф. докт. дисс. Новосибирск.
- Меглицкий Н. Г., Антипов А. И. Геогностическое описание Южной части Уральского хребта (исследов. в течение 1854 и 1855 гг.). Горн. журн. 1857, ч. IV, кн. 8—кн. 12; 1858, ч. II, кн. 1—кн. 4.
- Мейстер А. К. 1941. Дегелен-Чингизский район. Стратиграфия. В кн.: Геология СССР, т. XX. Западный Казахстан, ч. I. Госгеолиздат, М.
- Мелещенко В. С., Предтеченский Н. Н., Янов Э. Н. 1958. Межгорные впадины Алтае-Саянской области. В кн.: Геологическое строение СССР. Госгеолиздат, М.
- Мельников А. С. 1965. Северный и Средний Урал. В кн.: Стратиграфия СССР. Силурійская система. Изд. «Недра», М.
- Мельников А. С., Волков С. П., Ерошевская Р. И. 1962. Силур и девон Северососьвинского района. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 86.
- Миловский А. В., Кнорре К. Г. 1965. Абсолютный возраст метаморфических пород и гранитоидов Мугоджар по данным калий-аргонового метода. Вестн. МГУ, сер. IV, геология, № 5.
- Минкин Л. М. 1963. О роли древних (дорифейских) структур в строении Уральского складчатого пояса. Тр. Свердловск. горного инст., вып. 43, Свердловск.
- Мирлин Г. А. 1937. О так называемом «ближе неопределенном палеозое» восточного склона Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Михайлов А. Е. 1965. Вулканогенные формации и некоторые вопросы геологической истории девонского периода западной части Центрального Казахстана. Изв. вузов, геология и разведка, № 1.
- Младших С. В. 1959. Ордовик Чусовского Урала. ДАН СССР, т. 127, № 2.
- Младших С. В. 1963. Ордовик восточной зоны Чусовского Урала. Сов. геология, № 11.
- Младших С. В., Аблизин В. Д. 1967. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Молдаванцев Ю. Е. 1963. Магматизм северной части Урала и некоторые черты связанной с ним металлогении. Тр. 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. I, Свердловск.
- Морковкина В. Ф. 1964. О возрасте гипербазитов Северного Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Муратов М. В., Хаин В. И. 1968. Геосинклинальные пояса, орогенитские пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве. Докл. сов. геологов к XXIII сесс. МГК. Изд. «Наука», М.
- Наливкин В. Д. 1951. Молассовые фации Юрезано-Сылвенской депрессии на Урале. Геол. сб. I (IV). Гостоптехиздат, М.—Л.
- Наливкин В. Д. 1963. Грабенообразные прогибы востока Русской платформы. Сов. геология, № 1.
- Наливкин В. Д., Куликов Ф. С., Морозов С. Г., Слепов Ю. Н. 1964. Новый крупный авлакоген на востоке Урало-Поволжья. Геология нефти и газа, № 3.
- Наливкин Д. В. 1926. О геологическом строении Южного Урала. Зап. Ленингр. Горн. инст., т. VII.
- Наливкин Д. В. 1930. Об условиях образования древних толщ западного склона Южного Урала. Изв. ВГРО, вып. 70.
- Наливкин Д. В. 1956. Время и место горообразовательных движений по конгломератам подножий. В сб.: Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР, Баку.
- Наливкин Д. В. 1958. Ашинские и бавлинские свиты. В сб.: Вопросы геологии и нефтеносности девонских отложений Западной Башкирии и смежных областей, Уфа.

- Наливкин Д. В. 1962а. Ашинская свита Южного Урала. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевон. Гостоптехиздат, М.
- Наливкин Д. В. 1962б. Геология СССР. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Наливкин Д. В. 1963. Девонская система. Геология СССР, т. II. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР, ч. I. Гостеолтехиздат, М.
- Недовизин А. А. 1961. К стратиграфии акджальской свиты Чу-Илийских гор. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 2.
- Нестоянова О. А. 1959. Стратиграфия силура и девона Магнитогорского синклиория. Сов. геология, № 11.
- Нестоянова О. А. 1960. Основные черты стратиграфии, тектоники и вулканизма зеленокаменного комплекса Учалинского района (восточный склон Южного Урала). Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 2.
- Нестоянова О. А. 1963. Вулканизм восточного склона Южного Урала. В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. II, Тр. 1-го Уральск. петрогр. совещ., Свердловск.
- Нестоянова О. А. 1964. Разломы Магнитогорского мегантиклинория и связь с ним медноколчеданных месторождений Южного Урала, Тр. ВСЕГЕИ, т. 119.
- Нестоянова О. А. 1965. Южный Урал. В кн.: Стратиграфия СССР. Силурийская система. Изд. «Недра», М.
- Нестоянова О. А. и Куваевский Ю. Л. 1966. Новые данные о возрасте вулканогенных образований баймак-бурибаевской свиты на Южном Урале. ДАН СССР, т. 168, № 2.
- Нехорошев В. П. 1966. Тектоника Алтая. Изд. «Недра», М.
- Никитин В. В. 1907. Геологические исследования центральной группы дач Верхисетских заводов, Ревдинской дачи и Мурзинского участка. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 22.
- Никитин И. Ф. 1964. Структурно-фациальные зоны ордовика запада Центрального Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 3.
- Никитина Л. Г. 1964. Стратиграфия и фациальные комплексы нижне-среднедевонских отложений северо-востока Центрального Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 6.
- Никифорова О. И., Владимирская Е. В. 1958. Силур Алтае-Саянской области. Геологическое строение СССР, т. I. Гостеолтехиздат, М.
- Никольская Ж. Д., Понов В. Е., Трофимов В. А. 1963. История тектонического развития и районирование Горного Алтая. Тр. ВСЕГЕИ, т. 94.
- Обут А. М., Зубцов Е. И. 1965. Стратиграфия и граптолиты ордовика горного обрамления Нарынской впадины. В сб.: Стратиграфия и палеонтология палеозоя Азиатской части СССР, изд. «Наука», М.
- Овчинников Л. Н. 1963. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. Тр. 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. I, Свердловск.
- Овчинников Л. Н., Гаррис М. А. 1960. Абсолютный возраст геологических образований Урала. Докл. сов. геол., к XXI сесс. МГК. Проблема 8. Изд. АН СССР, М.
- Овчинников Л. Н., Шур А. С., Панова М. В. 1957. Об абсолютном возрасте некоторых изверженных, метаморфических и осадочных образований Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10.
- Овчинников Л. Н., Дунаев В. А., Краснобаев А. А. 1964. Материалы к абсолютной геохронологии Урала. Докл. сов. геологов к XXII сессии МГК. Проблема 3. Изд. «Наука», М.
- Огаринов И. С. 1965. Закономерности размещения зон глубинных разломов на востоке Русской платформы и некоторые вопросы методики их выделения. Сов. геология, № 7.

- Огарин И. С. 1968. Секундные Урал структуры и их роль в развитии Уральской геосинклинали. В кн.: Глубинное строение Урала. Изд. «Наука», М.
- Ожиганов Д. Г. 1937. О возрасте Уральского хребта и вулканических циклах Южного Урала. Пробл. Сов. геол., № 3.
- Ожиганов Д. Г. 1941. Геология хр. Уралтау и района перидотитового массива Южного Крака. Тр. Башкирск. геол. упр., вып. 12.
- Ожиганов Д. Г. 1951. К вопросу об условиях образования древних свит западного склона Башкирского Урала. Уч. зап. Башкирск. пед. инст., вып. 3, Уфа.
- Ожиганов Д. Г. 1955б. Геологическое строение метаморфического пояса хр. Уралтау Южного Урала. Уч. зап. Башкирск. пед. инст., вып. IV, Уфа.
- Ожиганов Д. Г. 1957. Вопросы стратиграфии докембрия Южного Урала. Изв. Башкирск. фил. геогр. общ. СССР, вып. 1.
- Ожиганов Д. Г. 1961. Схема тектонического районирования Башкирской АССР и Оренбургской области. Докл. на Всеуральском совещ. по вопросам географии. Изд. Башкирск. фил. геогр. общ. СССР, Уфа.
- Ожиганов Д. Г. 1964а. Докембрий Башкирии. Общий обзор. В кн.: Геология СССР, т. XIII. Изд. 2-е. Изд. «Недра», М.
- Ожиганов Д. Г. 1964б. Ордовикские и силурийские отложения восточной части западного склона Приурал-Тауской зоны в границах Башкирской АССР. Геология СССР, т. XIII, изд. 2-е. Изд. «Недра», М.
- Ожиганова Л. Д. 1959а. К вопросу об источниках сноса терригенного материала додевонских отложений Башкирии. В сб.: Вопр. геологии восточн. окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 4, Уфа.
- Ожиганова Л. Д. 1959б. Сопоставление додевонских отложений Западной Башкирии с древними свитами западного склона Южного Урала. В сб.: Вопр. геологии восточн. окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 4, Уфа.
- Ожиганова Л. Д. 1960. Петрографо-минералогические исследования древних отложений. В сб.: Древние отложения Западной Башкирии, Уфа.
- Олли А. И. 1936. Геологические исследования в районе среднего течения рек Лемезы и Инзера. Тр. Башкгеолтреста, вып. 1.
- Олли А. И. 1937. Об условиях образования верхних свит древнего палеозоя на Южном Урале. Тр. Башкгеолтреста, вып. 6.
- Олли А. И. 1940. Материалы к геологии Южного Урала (ашинская и зильмердакская свиты бассейна р. Инзер). Уч. зап. Саратовск. ун-в., том 15, вып. 2.
- Олли А. И. 1948. Древние отложения западного склона Урала. Изд. Саратовск. ун-в.
- Олли А. И. 1957. Еще раз о возрасте ашинской свиты на Урале и взаимоотношении ее с доказанным палеозоем. Сов. геология, сб. 45.
- Олли А. И. 1959. О нижней границе палеозоя. В сб.: Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии, сб. 2, Уфа.
- Олли А. И. 1960. О возрасте верхнебавлинских отложений востока Русской платформы. В сб.: Вопр. геологии восточн. окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 7, Уфа.
- Олли А. И. 1966. К вопросу о широтной тектонической поясности Урала. Сов. геология, № 7.
- Олли А. И., Романов В. А. 1958. Тектоника Башкирии к началу среднего девона. В сб.: Вопр. геологии и нефтеносности девонских отложений Западной Башкирии, Уфа.
- Олли А. И., Романов В. А. 1960. О сопоставлении допалеозойских отложений западного склона Южного Урала и хребта Уралтау. В сб.: Вопр. геологии восточн. окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 7, Уфа.

- Олли А. И., Романов В. А. 1960. Доордовикская история тектонического развития Южного Урала. Тр. Горно-геол. инст. Башкирск. фил. АН СССР, вып. 7.
- Осада М. А. 1968. Структура поверхности фундамента Большеземельской тундры по геофизическим данным. Геотектоника, № 1.
- Оффман П. Е. 1961. Происхождение Тимана. Матер. инст. геол. наук АН СССР, вып. 58.
- Павлинов В. Н. 1936. О стратиграфии и тектонике Сакмаро-Каргалинского района на Южном Урале. Тр. МГРИ, т. 1.
- Павлинов В. Н. 1957. Стратиграфия и тектоника южной части Южного Урала. Тр. МГРИ, вып. 9.
- Павлова Т. Г. 1968. К вопросу о продолжительности формирования гранитоидных комплексов на основе радиологических данных. ДАН СССР, т. 181, № 1.
- Павловский Е. В. 1959. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.
- Парханов И. А. 1962. К стратиграфии древних толщ западного склона Полярного Урала. Матер. по геологии и полезн. ископ. северо-востока европейской части СССР, сб. 2, Сыктывкар.
- Перфильев А. С. 1968. Особенности тектоники севера Урала. Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 182.
- Першина А. И. 1960. Стратиграфия и фации силура и девона Печорского Урала. Тр. Коми фил. АН СССР, вып. 10, Сыктывкар.
- Першина А. И. 1962. Силурийские и девонские отложения гряды Чернышева. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Петренко А. А. 1949. Роль и значение древних толщ при тектоническом районировании восточного склона Южного Урала. Бюлл. МОИП, вып. 24.
- Петренко А. А. 1953. Геологическое строение Северных Мугодзар (Казахская часть Южного Урала). Тр. лабор. геологии угля АН СССР, вып. 1.
- Петровский А. Д. 1963. О находках эйфельской фауны и общих чертах развития в девоне западного и восточного склонов Южного Урала. ДАН СССР, т. 152, № 4.
- Петровский А. Д. 1965. Новые данные о составе и возрасте пород сакмарской свиты на Южном Урале. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3.
- Петровский А. Д., Горохов С. С. 1962. Кембрийские и позднекембрийские отложения Сакмарского поднятия на Южном Урале. ДАН СССР, № 145, № 6.
- Петрушевский Б. А. 1964. О принципе унаследованного развития вертикальных движений и проблеме крупных горизонтальных перемещений. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, № 1.
- Плотников И. И., Миловидов Е. Д. 1962. О генезисе Североуральских бокситовых месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Плюснин К. П., Плюсицина А. А. 1965. Новые данные о протерозойских образованиях восточного склона Южного Урала. ДАН СССР, т. 162, № 3.
- Полетаев Б. Д., Розенберг В. Н., Яцук В. И. 1968. Новые данные о структуре северо-восточного окончания Русской платформы и прилегающей части Предуральского краевого прогиба. Геотектоника, № 5.
- Полканов А. А. 1934. Гиперборейская формация полуострова Рыбачий и острова Кильдин (Кольский полуостров). Пробл. сов. геологии, т. II, № 6.
- Полканов А. А. 1936. Геологический очерк Кольского п-ва. Тр. Арктич. инст., вып. 53.
- Полканов А. А. 1939. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Тр. XVII сессии МГК, т. II. ГОНТИ, М.

- Полканов А. А., Герлинг Э. К. 1961. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. лабор. геологии докембрия АН СССР, вып. 12.
- Попов В. И. 1954. Литология кайнозойских моласс Средней Азии, ч. I. Изд. АН Узб. ССР.
- Постельников Е. С. 1965. О морфологии дислокаций тасеевской серии в северо-восточной части Енисейского кряжа. Геотектоника, № 4.
- Постникова И. Е. 1955. Литология, стратиграфия, тектоника и возможная нефтегазовосность додевонских отложений Рязано-Пачелмского прогиба. Автореф. канд. диссертации.
- Постникова И. Е. 1962. Девонские отложения Рязано-Пачелмского прогиба и их аналоги в других частях Русской платформы и на Урале. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Девон. Гостехиздат, М.
- Пронин А. А. 1944. К вопросу о возрасте серпентинитов Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Пронин А. А. 1948. Новые данные о возрасте серпентинитов Урала. Зап. Уральск. геол. общ., вып. I, Свердловск.
- Пронин А. А. 1962. О геотектонической основе металлогении Урала. Тр. Горно-геол. инст. Уральск. фил. АН СССР, вып. 58. Свердловск.
- Пронин А. А. 1963а. О связи тектонического и магматического процессов в геологической истории Урала. Тр. 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. I, Свердловск.
- Пронин А. А. 1963б. О тектонических условиях образования и возрасте палеозойских ультраосновных пород Урала. Тр. 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. I, Свердловск.
- Пронин А. А. 1964. Роль глыбовых движений земной коры в развитии геосинклинальных областей. В кн.: Строение и развитие земной коры. Изд. «Наука», М.
- Пронин А. А. 1969. Основные черты истории тектонического развития Урала. Варисцидский цикл. Изд. «Наука», М.—Л.
- Пронин А. А. 1969а. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Изд. «Наука», Л.
- Пронин А. А. 1969а. Герцинский цикл тектонической истории Земли. Изд. «Наука», Л.
- Раабен М. Е. 1959. Стратиграфия древних свит Полярного Урала. Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 35.
- Раабен М. Е. 1963. Полярный Урал. Региональные стратиграфические очерки верхнего докембрия. В кн.: «Верхний докембрий». Изд. «Недра», М.
- Раабен М. Е. 1966. О скоростях осадконакопления в рифее. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9.
- Раабен М. Е., Журавлев В. С. 1962. Сопоставление разрезов рифея Полюдова кряжа и Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 147, № 2.
- Радугин К. В. 1926. Разрез древнего палеозоя в районе Гурьевска, близ горы Орлиной. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. 5, вып. 5.
- Разницын В. А. 1964а. Тектоническая карта Коми АССР и сопредельных районов. Тр. инст. геологии Коми фил. АН СССР, вып. 4.
- Разницын В. А. 1964б. Тектоника Южного Тимана. Изд. «Наука», М.
- Разницын В. А. 1964. Тектоника Южного Тимана. Изд. «Наука», М.
- Разницын В. А. 1968. Тектоника Среднего Тимана. Изд. «Наука», М.
- Ржонсницкая М. А. 1958. Девон Алтае-Саянской области. Геологическое строение СССР, т. I. Госгеолтехиздат, М.
- Розанов Л. Н. 1958. Тектоника девонских отложений и ее соотношение с тектоникой выше и ниже лежащих горизонтов в Башкирии. В сб.: Вопр. геологии и нефтеносности девонских отложений Западной Башкирии и смежных областей, Уфа.

- Розен О. М., Краснобаев А. А. 1966. О возрасте гнейсов Кокчетавского массива. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 1.
- Розман Х. С. 1956. Девон Орь-Илекского междуречья и Мугоджар. Тез. докл. совещ. по униф. стратигр. схем Урала. Изд. АН СССР и МГ и ОН СССР, М.—Л.
- Розман Х. С. 1960. Стратиграфия фаменских и нижнетурнейских отложений Мугоджар и смежных районов Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.
- Романов Б. М. 1947. Гранитная формация Урала и ее редкометалльная металлогения. В сб.: Геология и полезные ископ. Урала, вып. 1, Госгеолиздат, М.—Л.
- Романов Б. М. 1949. Габбро-перидотитовая формация Урала. Сов. геология, № 40.
- Романов Б. М. 1958. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали. Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 6.
- Рукавишников Т. Б. 1961. Стратиграфия и брахиоподы ордовика Юго-Восточного Казахстана. Обобщ. докл. на соиск. канд. ст. Алма-Ата.
- Румянцева Н. А. 1958. Щелочные базальтоиды ашинской свиты Среднего Урала (в связи с проблемой алмазоносности). Бюлл. ВСЕГЕИ № 1.
- Румянцева Н. А. 1960а. Новые данные по геологии шатакской свиты Южного Урала. Матер. ВСЕГЕИ, вып. 28.
- Румянцева Н. А. 1960б. О проявлениях щелочного вулканизма на западном склоне Урала. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 39.
- Румянцева Н. А. 1963. Вулканизм западного склона Среднего и Южного Урала. Тр. 4-го Уральск. петрогр. совещ., т. II, Свердловск.
- Румянцева Н. А., Старков Н. П. 1960. О древних ультраосновных породах западного склона Урала и Приуралья. АН СССР, т. 135, № 2.
- Сагындынов К. 1964. Верхнеордовикская (?) каначуйская свита хребта Кок Ийрим-тоо. В сб.: Вопр. стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии, изд. АН Кирг. ССР, Фрунзе.
- Салоп Л. И. 1964. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. Докл. сов. геол., к XXII сесс. МРГ. Изд. «Наука», М.
- Саркисян С. Г., Теодорович Г. И. 1955. Основные черты палеогеографии девонской эпохи Урало-Волжской области. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Саркисян С. Г., Михайлова Н. А. 1961. Палеогеография времени образования терригенной толщи девона Башкирии и Татарии. Изд. АН СССР, М.
- Семенов Н. П., Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Ивантшин М. Н., Чекунов А. В., Ладиева В. Д. 1964. Строение глубинных зон земной коры Украинского кристаллического щита. Сов. геология, № 11.
- Сенников В. М. 1962. Ордовик Уйменско-Лебедского синклинория Горного Алтая. Тр. СНИИГГИМС, вып. 24.
- Сенников В. М. 1964. Материалы по стратиграфии и схема корреляции ордовикских отложений Тувы, Западного Саяна и Северо-Восточного Алтая. Тр. СНИИГГИМС, вып. 29.
- Сенников В. М., Вилкман М. К., Кононов А. П. 1959. Кембро-ордовик и ордовик Горного Алтая. Тр. СНИИГГИМС, вып. 5.
- Сенченко Г. С. 1959. О роли тангенциальных напряжений в формировании платформенных структур. Вопр. геоморфологии и геологии Башкирии, вып. 2.
- Сергеева Э. И. 1964. Ритмичность и цикличность осадконакопления позднего докембрия Кольского полуострова. Вестн. ЛГУ, № 6.

- Сергиевский В. М. 1948. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала. Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер., вып. 8.
- Сергиевский В. М., 1958в. Магматизм и металлогения Урала. Матер. к II Всесоюзн. петрограф. совещ., Ташкент.
- Сергиевский В. М. 1960. Магматизм и развитие тектонических структур Урала. В сб.: Геология и полезн. ископ. Южного Урала, Госгеолтехиздат, М.
- Сергиевский В. М. 1963. Основные закономерности развития тектонических структур магматизма и металлогении Урала. Тр. 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. I, Свердловск.
- Сергиевский В. М., Петрова И. А. 1962. Основные особенности развития тектонических структур, магматизма Урала и закономерности минерализации. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 86.
- Сергунькова О. И. и др. 1965. Девонские отложения Узбекской ССР. Стратиграфия Узбекской ССР, кн. первая. Палеозой. Изд. «Наука», Узб. ССР, Ташкент.
- Скрипиль В. И., Недождогина М. С., Сибирская Н. А. 1960. Основные черты геологического строения Гайского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. Матер. по геологии и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 2.
- Смирнов Г. А. 1956. Уфимский амфитеатр, ч. I. Стратиграфическое описание. Тр. Горно-геол. инст. Уральск. фил. АН СССР, вып. 25.
- Смирнов Ю. Д. 1959. Малые интрузии основных и ультраосновных пород алмазных районов западного склона Среднего Урала. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 16.
- Смирнов Ю. Д. 1962. Об отложениях ашинской серии. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевон. Госоптехиздат, М.
- Смирнов Ю. Д. 1964. История развития Уральской складчатой области в докембрии. Докл. сов. геологов к XXII сесс. МГК. Проблема ... Изд. «Недра», М.
- Смирнов Ю. Д., Кухаренко А. А. 1960. О перидотитах бассейна р. Улс (Средний Урал) и об их отношении к группе кимберлитов. Уч. зап. ГУ, сер. геол., вып. 11, № 291.
- Соколов Б. С. 1952. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Соколов Б. С. 1953. Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (додевонских) отложений Северо-Запада Русской платформы (Прибалтийской области). В кн.: Девон Русской платформы. Госоптехиздат, М.
- Соколов Б. С. 1956. Сравнительная характеристика доэйфельских отложений центральных и восточных районов Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 95.
- Соколов Б. С. 1958. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии. Тр. ВНИГРИ, вып. 126.
- Соколов Б. С. 1960. Некоторые общие вопросы стратиграфии отложений позднего докембрия и раннего палеозоя СССР. Геология и геофизика, № 4.
- Соколов Б. С. 1964. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. Докл. сов. геол. к XXII сесс. МГК. Проблема ... Изд. «Недра», М.
- Солодцов А. Ф., Клевцова А. А. 1961. К вопросу о возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. ДАН СССР, т. 139, № 3.
- Солодцов Л. Ф., Клевцова А. А., Аксенов Е. М. 1966. Новые данные о стратиграфии рифейских отложений востока Русской платформы. Сов. геология, № 1.

- Сорокина Н. Н. 1957. Основные черты тектонического строения Среднего Востока. В кн.: Вопросы региональной геологии и методики геологических исследований. Гостехиздат, Л.
- Спрингис К. Я. 1956. К вопросу о развитии платформы. Изв. АН Латв. ССР, № 12 (113).
- Степанов И. С. 1962. Об ашинской свите в бассейне р. Чусовой. ДАН СССР, т. 143, № 1.
- Стратиграфические схемы палеозойских отложений. 1962. Додевон. Гостехиздат, М.
- Стратиграфический словарь СССР. 1956. Госгеолтехиздат, М.
- Стушников Н. И., Зыков С. И., Минеев Д. А. 1962. Возраст пород Среднего и Южного Урала по данным свинцово-изотопного метода. Геохимия, № 7.
- Суворов П. Г., Филиппова М. Ф., Ильина Н. С., Елина Л. М., Хохлов П. С., Нечитайло С. К., Макарова Т. В., Педашенко А. И., Флерова С. В., Иванова З. П., Бурштар М. С. 1957. Центральные области Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 101.
- Тектоника Европы. 1964. Изд. «Наука», М.
- Тимергазин К. Р. 1952. Доживетские отложения Западной Башкирии. В кн.: Девон Русской платформы. Гостехиздат, М.
- Тимергазин К. Р. 1954. Эффузивная порода в осадочном покрове Западной Башкирии. ДАН СССР, т. 94, № 6.
- Тимергазин К. Р. 1958. Девонские образования Западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Изд. Башкирск. фил. АН СССР, Уфа.
- Тимергазин К. Р. 1959. Додевонские образования Западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Изд. Башкирск. фил. АН СССР, Уфа.
- Тимергазин К. Р., Солонцов Л. Ф., Иванова З. П. и др. 1962. Стратиграфическое расчленение и возраст досреднедевонских отложений Волго-Уральской нефтегазопосной провинции. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевон. Гостехиздат, М.
- Тихомиров Б. В. 1962. О возрасте бавлинской и ашинской свит. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевон. Гостехиздат, М.
- Тихомиров В. Г. 1966. Структурно-фациальная зональность и магматизм палеозой юго-западного склона Чингизского мегантиклинория и смежных территорий Балхашского мегасинклинория. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 1.
- Тихонов В. И. 1956. К стратиграфии «ануйско-чуйской» и «зеленофиолетовой» формаций Причарышского Алтая. Тр. Всесоюзн. аэрогеол. треста, вып. 2.
- Токмачева С. Г. 1965. Силурийские образования окрестностей полуострова Ак-Керме (Западное Прибалхашье). Матер. по геол. и полезн. ископ. Южп. Казахстана, вып. 3 (28), Алма-Ата.
- Толстихина М. М., Хохлов В. В. 1963. О нижней границе кембрия на Русской платформе. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 91.
- Туезов И. К. 1967. О некоторых особенностях периодов, переходных от геосинклинальных режимов развития к платформенным на примере центральной части Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Туманов П. А. 1962. Додевонские осадочные толщи Восточного Прикамья. В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевон. Гостехиздат, М.

- Тяжева А. П. 1956. Стратиграфия нижне- и среднедевонских отложений р. Юрезани и верховьев р. Белой. Матер. по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 1, Уфа.
- Тяжева А. П. 1961. Стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала. В кн.: Девонские отложения Башкирии, ч. I. Изд. АН СССР, М.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. 1968. ВСЕГЕИ, Л.
- Унксов В. А., Иванова Т. Н. 1968. Особенности тектоно-магматического развития Урало-Саяно-Тяньшанского подвижного пояса. Докл. сов. геологов к XXIII сесс. МГК. Проблема 2. Изд. «Наука», М. Урал. БСЭ, изд. 2, т. 44.
- Успенский Е. П. 1965. Стратиграфия нижне- и среднедевонских континентальных отложений юго-западного склона хр. Чингиз. Изв. Вузов, геология и разведка, № 3.
- Устинов В. Я. 1958. Некоторые новые данные по стратиграфии нижнепалеозойских толщ западного склона Полярного Урала. Бассейны рек Кары, Б. Усы и Б. Пайпудыны. Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 6.
- Устинов В. Я. 1960. Стратиграфия нижнего палеозоя западного склона Полярного Урала (басс. рек Кары, Большой Усы, Большой Пайпадыны и Соби). Автореф. канд. дисс. Свердловск.
- Ушакова З. Г. 1968. Рифей-палеозойский магматизм Русской платформы. Докл. сов. геологов к XXIII сесс. МГК. Проблема 2. Изд. «Наука», М.
- Филиппова И. Б., Щербакова М. Н. 1960. Стратиграфия девонских отложений Верхнеатасуйского района (Центральный Казахстан). Изв. высш. уч. зав., геология и разведка, № 1.
- Фишман М. В. 1960. Стратиграфия метаморфической толщи Южной части Приполярного Урала. Сб. трудов по геологии и палеонтологии. Коми фил. АН СССР, Сыктывкар.
- Фишман М. В. 1964. Некоторые особенности магматизма Приполярного Урала. Тр. инст. геологии Коми фил. АН СССР, вып. 4.
- Фонарев В. И., Миловский А. В., Гетлинг Р. В., Рошкова Г. Р. 1966. Стратиграфия верхнего докембрия (рифей) Южных Мугоджар. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Фотиади Э. Э. 1958. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Тр. ВНИИГ, вып. IV.
- Фролова Т. И. 1956. Новые данные о стратиграфии и вулканизме зеленокаменной полосы южной части Среднего Урала. Сов. геология, сб. 51.
- Фролова Т. А., Рудник Г. Б. 1961. Магматизм северной части Магнитогорского синклинали. Матер. геологии и пол. ископ. Урала, вып. 8, Госгеолтехиздат, М.
- Хабаров А. В. 1935. Следы каледонского диастрофизма в южной части Южн. Урала. Зап. Всеросс. минер. общ., ч. 64, № 1.
- Хабаров А. В. 1945. Полярный Урал и его взаимоотношение с другими складчатыми областями. Тр. Горно-геол. упр. № 15.
- Хабаров А. В. 1964. Палеонтологически охарактеризованные кембрийские отложения западного склона Южного Урала. Геология СССР, т. 13, ч. I. Башкирская АССР, Оренбургская область. Изд. «Недра», М.
- Хабаров А. В. 1967. Палеонтологически охарактеризованные кембрийские отложения на юге Южного Урала. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 110.
- Хайн В. Е. 1951. Важнейшие типы геосинклинального развития. ДАН СССР, т. 31, № 3.

- Хаин В. Е. 1968. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры. Изв. высш. уч. зав., геология и разведка, № 3.
- Хаин В. Е. 1964. Общая геотектоника. Изд. «Недра», М.
- Халевин Н. И., Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Назолепова Э. А., Чудакова Л. Н., 1966. О результатах глубинного сейсмического зондирования земной коры на Среднем Урале. Физика Земли, № 4.
- Хамрабаев И. Х. 1966. К проблеме связи палеозойских сооружений Южного Тянь-Шаня с Южным Уралом и их рудных перспектив. ДАН СССР, сер. геол., т. 168, № 1.
- Харин Г. С. 1960. Стратиграфия девонских отложений Салаира. Тр. СНИИГГИМС, вып. 20.
- Харитонов Л. Я. 1958. Тектоника. Геология СССР, изд. 2-е, т. XXVII, ч. I. Мурманская область. Госгеолтехиздат, М.
- Харитонов Л. Я. 1962. Основные черты геологического строения Балтийского щита. В кн.: Вопросы геологии Кольского п-ва. Изд. АН СССР, М.
- Херасков Н. П., Милановский Е. Е. 1957. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала. В сб.: Памяти проф. А. Н. Мазаровича. Изд. МОИП.
- Херасков Н. П., Перфильев А. С. 1963. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. Тр. ГИН АН СССР, № 92.
- Ходалевиц А. Н. 1937. Нижний девон Ивдельского района Урала. Матер. ЦНИГРИ, сер. палеонтол. и стратигр., № 3.
- Ходалевиц А. Н. 1938. К вопросу о возрасте палеозойских бокситов восточного склона Северного Урала. Сов. геология, №№ 8—9.
- Ходалевиц А. Н. 1939. Верхнесилурийские брахиоподы восточного склона Урала. Тр. Уральск. геол. упр., Свердловск.
- Ходалевиц А. Н. 1944. Верхний силур восточного склона Северного Урала. Геология СССР, т. 12. Урал. Госгеолиздат, М.—Л.
- Ходалевиц А. Н. 1951. Нижнедевонские и эйфельские брахиоподы Свердловской области. Тр. Свердловск. горн. инст., вып. 18.
- Ходалевиц А. Н., Брейвель И. А., Брейвель М. Г., Ваганова Т. П. и др. 1959. Брахиоподы и кораллы из эйфельских бокситоносных отложений восточного склона Северного и Среднего Урала. Госгеолтехиздат, М.
- Цзю З. И. 1964. Основные черты тектонического развития Тимано-Печерской провинции. В сб.: Геология нефти и газа Северо-Востока европейской части СССР, вып. 1, изд. «Недра», М.
- Червяковский Г. Ф., Таврин И. Ф., Ярош А. Я., Анапьева Е. М., Дорофеев Б. В., Радионов П. Ф. 1966. Широтные и субширотные структуры Урала. Сов. геология, № 11.
- Черкесова С. В. 1965. Остров Новая Земля. В кн.: Стратиграфия СССР. Силурийская система. Изд. «Недра», М.
- Черкесова С. В., Зипченко А. П. 1965. Остров Вайгач и Пай-Хой. В кн.: Стратиграфия СССР. Силурийская система. Изд. «Недра», М.
- Черменцова И. В. 1969. Стратиграфия и условия образования некоторых терригенных толщ нижнего палеозоя на восточном склоне Урала. В сб.: Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Урала, вып. 12. Изд. Уральск. фил. АН СССР, Свердловск.
- Чернов Г. А. 1962. Девонские отложения восточной части Большеземельской тундры. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Чернышев Ф. Н. 1889. Общая геологическая карта России. Лист 139. Тр. Геол. ком., т. III, № 4.
- Четверикова Н. П. 1961. Новые данные о стратиграфии ордовикских отложений Кокчетавского поднятия. Уч. Зап. МГУ, вып. 192.

- Четверикова Н. П. 1966. Строение широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2.
- Четверикова Н. П., Сытова В. А., Ушатинская Г. Т., Келлер Н. Б., Бондаренко О. Б., Улитина Л. М. 1966. Стратиграфия и фауна силурийских и нижнедевонских отложений Нурина синклинали. Изд. МГУ.
- Чибрикова Е. В. 1957. Споры из такатинских слоев Западной Башкирии. Вopr. геоморфологии и геологии Башкирии, № 1, Уфа.
- Чибрикова Е. В., Рождественская А. А. 1959. Материалы по палеонтологии и стратиграфии девонских и более древних отложений Башкирии. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Чочиа Н. Г. 1950. Девон Уфимского амфитеатра. В кн.: Геология западного Урала. Гостехиздат, Л.
- Чочиа Н. Г. 1951. Каледонская складчатость в области Урало-Тиманского стыка. Геол. сб. (докл. и статьи) I (IV) Гостехиздат, Л.
- Чочиа Н. Г. 1955. Геологическое строение Колво-Вишерского Края. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 91.
- Чочиа Н. Г., Андрианова К. И. 1952. Девон Колво-Вишерского Края. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 61.
- Чудинов Ю. В. 1964. О древних поперечных сдвигах на Полярном Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8.
- Чурилин Н. С. 1963. К петрографии трахитовых порфиров Тагило-Кузвинского района на Среднем Урале. В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. II. Вулканогенные формации. Изд. Уральск. фил. АН СССР, Свердловск.
- Шадгинев А. С., Аверьянов В. Б. 1962. К вопросу о возрасте терригенных отложений бассейна р. Кунт-Имас (Зеравшанский хр.). Изв. АН Тадж. ССР, отд. геол.-хим. и техн. наук, № 1 (7).
- Шарфман В. С. 1965. Стратиграфия метаморфических толщ Орь-Илекского междуречья на Южном Урале. Матер. по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 4. Изд. «Недра», М.
- Шарфман В. С., Горохов С. С. 1965. Стратиграфия метаморфических свит Орь-Илекского междуречья на Южном Урале. Матер. по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 4. Изд. «Недра», М.
- Шатский Н. С. 1945. Очерк тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежных частей западного склона Южного Урала. Матер. к познанию геол. строения СССР, нов. сер., вып. 2 (6).
- Шатский Н. С. 1946. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 1. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Шатский Н. С. 1952б. О древних отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Шатский Н. С. 1952. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Шатский Н. С. 1960. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. Докл. сов. геологов к XXI сесс. МГК. Проблема 8. Изд. АН СССР, Л.
- Шатский Н. С. 1963. Рифейская эра и байкальская складчатость. Избр. тр., т. I. Изд. АН СССР, М.
- Шатский Н. С. 1964. О прогибах донецкого типа. Избр. тр., т. II, изд. «Наука», М.
- Шатский Н. С. и Меннер В. В. 1961. Кембрийские и смежные с ними отложения СССР (итоги и перспективы их изучения). В кн.: Кембрийская система, ее палеогеография и проблема нижней границы. Симпозиум XX сесс. МГК. М.

- Шахов Ф. Н. 1928. Материалы по геологии Тавалык-Баймакского медно-рудного района на Южном Урале. Изв. Сибирск. технол. инст., т. 49, Томск.
- Шейнманн Ю. М. 1958. Некоторые черты эволюции магматизма складчатых поясов. Матер. к II Всесоюз. петрогр. совещ. Изд. АН Узб. ССР, Ташкент.
- Шейнманн Ю. М. 1959. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Тр. ВНИИ-1, геология, вып. 49, Магадан.
- Штеклин Дж. 1966. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1.
- Штилле Г. 1957. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. Земная кора. Сб. статей под ред. В. Е. Хаина, ИЛ, М.
- Штилле Г. 1964б. Избранные труды. Изд. «Мир», М.
- Штрейс Н. А. 1961. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР, т. III. Изд. АН СССР, М.
- Штрейс Н. А. 1960. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. Докл. сов. геологов к XXI сесс. МГК. Проблема 8. Изд. АН СССР, М.
- Штрейс Н. А. 1960. Основные черты стратиграфии докембрия Центрального Казахстана. В кн.: Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. 1. Изд. АН Каз. ССР, Алма-Ата.
- Штрейс Н. А. 1963. Центральный Казахстан. В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, М.
- Штрейс Н. А. 1968. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. Докл. сов. геологов к XXIII сесс. МГК. Изд. «Наука», М.
- Шульц С. С. (мл.) 1966. Характер сочленения Урала и Тянь-Шаня. Статья 2. Кызылкумо-Алайская система варисцид и ее сочленение с Уралом. Бюлл. МОИП, нов. сер., т. LXXI, отд. геол., т. XLI, вып. 5.
- Шумихин Е. А. 1963. О возрасте ультраосновных массивов западного крыла Магнитогорского синклиория. Тр. 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск.
- Яговкин И. С. 1941. Джекказган-Улдутауский район. Геология СССР, т. XX: Восточный Казахстан. Госгеолиздат, М.—Л.
- Яншин А. Л. 1948. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Яншин А. Л. 1955. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южноэмбейского поднятия. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXX, вып. 5.
- Яншин А. Л. 1965. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5.
- Яншин А. Л., Гаредцкий Р. Г., Наумова С. Н. 1961. О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, № 4.
- Ярош А. Я. 1966. О влиянии кристаллического фундамента на структуру Предуральского краевого прогиба. Геология нефти и газа, № 5.
- Ярош А. Я. 1968а. Строение кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы и его структурные связи с Уралом. В кн.: Глубинное строение Урала. Изд. «Наука», М.
- Ярош А. Я. 1968б. Строение кристаллического фундамента востока Русской платформы и мегэосинклинальной области Урала. Автореф. докт. дисс. Свердловск.
- Яскович Б. В. 1959. Новые данные об ордовике Юго-Западного Тянь-Шаня. Узбекск. геол. журн., № 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Глава I. К проблеме байкальской складчатости на Урале	7
Основные черты пликативной и разрывной тектоники позднедокембрийского (рифейского) структурного этажа и палеотектонические условия его формирования	7
Палеотектонические условия на Урале в позднем докембрии (рифее)	13
Условия осадконакопления на Урале в позднем докембрии	14
Масштабы и характер эффузивного вулканизма в рифейское время на Урале	16
К вопросу о рифейских спилито-кератофировых формациях Урала	19
Проблема байкальской складчатости и «ашинские» свиты Урала	21
Хронология палеозойских складчатостей и поднятий земной коры на Урале и возможное количество молассовых формаций, известных как «ашинские» свиты	26
Характер тектонических движений и время их проявления в байкальскую тектоническую эпоху на Западном склоне Урала	34
Глава II. Палеотектонические условия кембрийского периода на Урале и салаирская складчатость	37
К вопросу о палеотектонических условиях в кембрии на Урале	42
Раннекаледонская (салаирская) складчатость Урала, ее распространение и характер проявления	44
Приполярный и Полярный Урал и Пай-Хой	47
Северный и Средний Урал	51
Башкирский и Оренбургский Урал и Орь-Илекское междуречье Мугоджар	58
Специфические особенности проявления колебательных и складчатых движений земной коры в салаирскую эпоху тектонической активизации на Урале	64
Глава III. Основные черты палеотектонических условий Уральской геосинклинальной области в ордовинском периоде и танонская эпоха тектонической активизации	67
Танонская эпоха тектонической активизации	70
Приполярный и Полярный Урал и Пай-Хой	71
Северный и Средний Урал	73

	Стр.
Башкирский и Оренбургский Урал и Мугоджары	75
Роль и значение движений земной коры таконской эпохи тектонической активизации	79
Глава IV. Основные черты палеотектоники силурийского анорогенного периода на Урале и позднекаледонская эпоха тектонической активизации	81
Позднекаледонская эпоха тектонической активизации	84
Приполярный, Полярный Урал и Пай-Хой	88
Северный и Средний Урал и Северные районы Южного	90
Южный Урал и Мугоджары	96
Позднекаледонские молассовые формации Урала	106
К вопросу о палеотектоническом режиме на Урале послепозднекаледонских движений земной коры	113
Глава V. К проблеме тектоно-магматических циклов в истории развития геосинклинальных (складчатых) поясов на примере Урала	121
Ультраосновной магматизм	122
Гранитный магматизм	128
Глава VI. О генетической природе и морфологии поперечных, субширотных или северо-западно—юго-восточных структурно-формационных зон и тектонических структур на Урале и в восточной части Русской платформе	138
О качественных различиях в ходе тектонического развития Урала в каледонском и варисдийском циклах	155
Глава VII. Черты сходства и различия в структуре и истории тектонического развития Урала, Центрального и Восточного Казахстана, Западного и Северного Тянь-Шаня и Саяно-Алтайской области	157
Хронология тектонических движений каледонского геотектонического цикла на Урале и в соседних с ним геосинклинальных складчатых областях	161
Латеральные структурные связи байкалид и ранних каледонид Урала	176
Литература	186

Александр Алексеевич Пронин

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ
ТЕНТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ УРАЛА**

Каледонский цикл

*Утверждено к печати
Уральским филиалом АН СССР*

Редактор издательства *Кирикова Г. Л.*
Художник *Таубеурцель Я. В.*
Технический редактор *Скобелева О. Н.*
Корректоры *О. И. Иващенко* и *Г. А. Мошкина*

Сдано в набор 26/III 1971 г. Подписано к печати
26/VIII 1971 г. Формат бумаги 60 × 90 ¹/₁₆. Печ.
л. 13¹/₂ + 2 вкл. (1 печ. л.) = 14¹/₂ усл. печ. л.
Уч.-изд. л. 15.65. Изд. № 4251. Тип. зак. № 1298.
М-26480. Тираж 1000. Бумага № 1. Цена 1 р. 68 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, Менделеевская лин., д. 1

1-я тип. издательства «Наука»
199034, Ленинград, 9 линия, д. 12

1 р. 68 к.

34



Издательство
«Наука»
Ленинградское
отделение