

АКАДЕМИЯ НАУК СССР



А. С. ПЕРФИЛЬЕВ

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ СЕВЕРА УРАЛА



A. S. PERFILYEV

TECTONIC PECULIARITIES:
OF THE NORTH OF THE URAL

(Transactions, vol. 182)

А. С. ПЕРФИЛЬЕВ

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ
СЕВЕРА УРАЛА

(Труды, вып. 182)

Особенности тектоники севера Урала. Перфильев А. С. 1968 г.

В монографии на основе структурно-формационного метода проведен анализ тектоники северных частей Урала. Основное внимание уделено описанию Уралтауского антиклинория и зоны Главного Уральского глубинного разлома, с которым связано формирование пояса прогрессивного метаморфизма и своеобразный комплекс интрузий. Помимо общего разбора тектоники в монографии подробно рассмотрены нарушения линейности Уральских структур (изменение простираний, поперечные поднятия, поперечные тектонические швы и т. д.). Уральская геосинклинальная система формируется на байкальском (или раннекаледонском) складчатом основании, структурный план которого существенно отличен от герцинского структурного плана Урала. Нарушение линейности Уральских структур связано с влиянием структур фундамента. Эта гипотеза доказывается на ряде конкретных примеров и на общем анализе обоих структурных планов.

Текст содержит большой фактический материал и сопровождается детальными геологическими картами, тектонической картой, формационными и структурными профилями и т. д.

Таблиц 3. Библ. 210 назв. Иллюстраций 53.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
К. И. Кузнецова, академик *В. В. Меннер*, *П. П. Тимофеев*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

Н. А. Штрейс

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. Peive* (Chief Editor),
K. I. Kuznetzova, Academician *V. V. Menner*, *P. P. Timofeev*

RESPONSIBLE EDITOR

N. A. Shtreis

ВВЕДЕНИЕ

Урал представляет собой одну из наиболее крупных герцинских складчатых систем, характеризующихся выдержанностью и линейностью основных структурных элементов. Тектонические зоны Урала прослеживаются нередко на тысячи километров, сохраняя при этом свои характерные черты как в отношении формаций, так и в отношении деформаций. В соответствии с таким строением свиты палеозоя юга Урала литологически часто почти неотличимы от одновозрастных свит самой северной его части, многие глубинные разломы, разграничивающие крупные структурные элементы, прослеживаются на сотни и тысячи километров и т. д. При большой выдержанности структур по простиранию им свойственна необычайно быстрая изменчивость вкрест простирания, что отличает как крупные тектонические элементы, так и более мелкие структурные зоны. Ширина тех или иных, резко различающихся крупных структурных форм измеряется десятками километров, а длина — до тысячи и более.

Выдержанные меридиональные простирания герцинских структур Урала отличают его от многих других палеозойских складчатых структур, для которых характерно наличие нескольких (двух и даже трех) генеральных простираний, создающих сложную картину общего структурного рисунка (герцинские структуры Европы, палеозойские структуры Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области и др.). Отличие структурного рисунка сопровождается отличием в характере формаций, магматизма, морфологии и истории развития структур Урала от других палеозойских систем.

Однако такая выдержанная линейность Уральских структур во многих местах сильно нарушается. Благодаря этим нарушениям можно довольно уверенно выделить различно построенные крупные поперечные отрезки Урала. Особенно характерны нарушения линейности для северной части Урала, где давно отмечались резкие отклонения простираний структур от долготных, крупные поперечные воздымания и т. д. В этом отношении северная часть Урала и Пай-Хой приобретают определенные черты сходства с нелинейными палеозойскими складчатыми областями «казахстанского» типа.

Особенности структурного рисунка северных частей Урала сопровождаются отличиями во внутреннем строении продольных зон по сравнению с более южными и более линейными его частями. Анализ специфики северных районов Урала как переходных по структурному рисунку от линейных к нелинейным системам позволит в дальнейшем оценить различия того и иного типа развития палеозойских структур, закономерности их пространственного размещения и характер взаимного сочетания.

Одна из наиболее характерных особенностей севера Урала заключается в появлении крупных поперечных поднятий, нарушающих линейность структур и проходящих через все или большую часть продольных зон. Наиболее показательным в этом отношении Собское поперечное поднятие в южной части Полярного Урала. Эта зона интересна также тем, что именно в этом месте происходит резкая смена северо-восточного простиранения структур долготным. В результате резкого воздымания структур в пределах Собского поднятия на обширных площадях выходят на поверхность и доступны изучению древние (рифейско-нижнепалеозойские) отложения. Все сказанное определяет необходимость наиболее подробно рассмотреть в работе геологическое строение Собского поднятия и на его примере детально разобрать соотношение разновозрастных геосинклинальных структур.

Исследования, положенные в основу монографии, проводились в тесном контакте с Ю. Е. Молдаванцевым, который в основном изучал явления метаморфизма и магматизма севера Урала. Автор пользуется случаем выразить ему глубокую благодарность за неоценимую помощь в работе. Автор искренне признателен Ф. Е. Апелцину, С. Н. Волкову, В. А. Дедееву, В. С. Журавлеву, Ю. Б. Евдокимову, С. Г. Караченцеву, Б. М. Келлеру, Н. Г. Марковой, А. А. Моссаковскому, М. Е. Раабен, А. Л. Яншину и другим товарищам, давшим ценные советы и замечания.

Глава I

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Урал представляет собой одну из наиболее изученных складчатых областей Советского Союза, и даже весьма неполный очерк истории исследования севера Урала мог бы служить самостоятельной темой. Поэтому ниже рассмотрена история исследования лишь одного вопроса, а именно вопроса о значительных нарушениях линейности структур, столь характерных для северных частей Урала.

Вопрос о соотношении меридионального и иных направлений структур на севере Урала затрагивался многими исследователями. Еще в 1770 г. В. Ф. Зуев, сотрудник экспедиции П. С. Палласа, совершил поездку на Полярный Урал. Он отметил, что Уральский хребет на самом севере отворачивает на северо-запад и его продолжением является Пай-хойский хребет северо-западного простираения (книга П. С. Палласа «Путешествие по разным провинциям Российской империи»). Почти сто лет спустя А. Шренк (1855) на основании своих маршрутов, проведенных на севере Урала, пришел к противоположному выводу, отметив, что Пай-Хой представляет собой боковую ветвь Урала, наподобие Тимана. В дальнейшем обе эти точки зрения проходят красной нитью через все исследования, причем их решение (в современном научном понимании) остается дискуссионным и до наших дней.

Э. Гофман (1856), изучавший северные районы Урала, отмечает, что Пай-Хой и Урал представляют собой самостоятельные горные системы. Примерно в те же годы А. Кайзерлинг (1843—1848) отстаивает противоположную точку зрения о непосредственном повороте Урала на Пай-Хой. Эти представления отражены в работах Р. Мурчисона, Э. Аргана и др. О. А. Эрман (1883 г.) впервые отметил резкий поворот Урала на северо-восток севернее 56° с. ш.

О. О. Баклунд (1911, 1913) провел в 1909 г. маршрут от г. Обдорска (Салехард) на запад через Уральский хребет и далее через гору Константинов Камень к Байдаратской губе. В этом маршруте был детально описан ряд обнажений и позднее изучены отдельные образцы изверженных и метаморфических горных пород из бассейна рек Харбей и Ханмей. В результате было сделано заключение, что породы метаморфической серии произошли преимущественно за счет метаморфизма осадочных пород. О. О. Баклунд обратил внимание на резкие изменения простираций структур севера Урала, Пай-Хоя и Новой Земли, объяснение чему он видел в существовании в прошлом крупного Карского массива на месте Карского моря. С О. О. Баклунда начинается собственно геологическое изучение северных частей Урала, предыдущие наблюдения имели преимущественно географические цели.

А. П. Карпинский (1919), изучивший Русскую платформу и некоторые районы Урала, пришел к выводу о существовании громадного выступа на восток древней Русской платформы (Уфимский амфитеатр), который вызвал резкий коленообразный изгиб на восток структур Среднего Урала. Этот вывод, оказавшийся весьма прозорливым в свете современных геолого-геофизических данных, А. П. Карпинский распространил и на интересующие нас северные районы Урала. В частности, он предполагал существование крупной древней глыбы Пыткова Камня в районе Большеземельской Тундры, с чем, по его мнению, связаны дугообразный поворот Урала на северо-восток и северо-западные структуры Пай-Хоя. В дальнейшем точка зрения А. П. Карпинского развивалась многими исследователями и нашла свое отражение в фундаментальных работах А. Д. Архангельского (1923).

Таким образом, в 20-х годах сформировалось представление, согласно которому резкие изменения простираций структур и сочетание разнонаправленных структур на севере Урала и в Пай-Хое обусловлено древними глыбами (глыба Пыткова Камня, глыба Карского моря). Это представление с различными вариациями можно найти во многих работах, вплоть до самых последних. При этом наиболее гипотетическая глыба Карского моря, существованием которой объясняется поворот структур Новой Земли, обычно не аргументируется, так как вся эта территория находится под уровнем моря. Поэтому основные дискуссионные вопросы связаны с тектонической природой Печорской низменности и взаимоотношением Урала и Пай-Хоя.

Наиболее древние образования Печорской низменности обнажаются в пределах Тиманского кряжа, поэтому их изучение оказало большое влияние на решение вопроса о природе Печорской низменности. Начиная с 30-х годов на территории Европейской части СССР начались геофизические исследования, которые позволили подойти к решению интересующего нас вопроса. А. Д. Архангельский на основании скудных в то время магнитометрических данных в 1932 г. отнес основание Печорской впадины, равно как и метаморфические сланцы Тимана, к протерозойскому (эпикарельскому) фундаменту Русской платформы, т. е. продолжал и дальше развивать точку зрения А. П. Карпинского. Затем Д. Г. Панов (1935) указал на существование части Русской платформы между Канино-Тиманскими дислокациями и Уральской складчатостью, включая Пай-Хой.

В эти же годы Н. С. Шатский (1932, 1935) на основе сравнительного анализа древнейших отложений Южного Урала, Тимана, спарамита Скандинавии и аналогичных образований п-ва Канин пришел к выводу о верхнепротерозойском (возможно, включая самые низы палеозоя) возрасте складчатого фундамента Тимана. На этом основании Н. С. Шатский отделил по возрасту складчатости Тиман от остальной части Русской платформы и от герцинского Урала. Последнее обстоятельство, а также тот факт, что гнейсы Пыткова Камня в свете новейших данных оказались ледниковыми валунами, заставили Н. С. Шатского усомниться в существовании древней глыбы Пыткова Камня, с которой связывалось изменение простираения на севере Урала и появление северо-западных структур Пай-Хоя.

К концу 30-х годов появляются весьма интересные данные о геологических особенностях Пай-Хоя. В частности С. Н. Волков (1938), исследовавший Пай-Хой и характер его сочленения с Уралом, пришел к выводу о резком отличии Пай-Хоя от Урала по истории его геологического развития. К сожалению, в то время очень слабо были изучены прилегающие части Полярного Урала, так что сравнение Пай-Хоя с Уралом базировалось на весьма шатких данных. С. Н. Волков полагал, что Пай-Хой представляет собой ответвление от Уральских струк-

тур, по взаимоотношению напоминающее соотношение Тимана и Урала. Однако, как отмечает С. Н. Волков, верхнепалеозойские образования Пай-Хоя сравнительно сильно дислоцированы и испытали заметный динамометаморфизм, местами до степени типичных метаморфических сланцев. Последнее обстоятельство заставило его предполагать более молодой, чем Урал, возраст складчатости на Пай-Хое.

В те же примерно годы (1936—1938 гг.) А. В. Хабаков, совместно с Н. П. Вербищкой и Е. А. Худобиной, провел маршрутные исследования на обширнейшей территории Полярного Урала и Пай-Хоя. Независимо от С. Н. Волкова он пришел к сходной точке зрения, но значительно более конкретизированной. По мнению А. В. Хабакова (1945б), структуры Полярного Урала с долготным простираанием или даже несколько отклоняющиеся к северо-востоку прослеживаются до самого северного конца хребта, уходя далее под мезо-кайнозойские отложения Ямала и под Байдаратскую губу. Самые западные структуры (район горы Минисей) отворачивают несколько в Пайхойском направлении. Однако сам Пай-Хой резко отделен от Полярного Урала региональным надвигом долготного простираания. Структуры Пай-Хоя, таким образом, представляют собой ответвление от Урала, отделенное от последнего тектоническим швом. При этом А. В. Хабаков допускал возможность более молодого, нежели Урал, возраста Пайхойских структур.

Рассмотрев вопрос о возможных продолжениях Урала, А. В. Хабаков исключил Таймыр как продолжение Урала. Точка зрения С. Н. Волкова и А. В. Хабакова о более молодом, чем Урал, возрасте Пай-Хоя нашла гипертрофированное выражение в сводке М. М. Тетяева (1938). В отличие от А. В. Хабакова, трактовавшего Пай-Хой как позднегерцинское или киммерийское складчатое сооружение, М. М. Тетяев допускает возможность альпийского возраста Пай-Хоя и даже части Печорской синеклизы. Тиман рассматривается при этом как ветвь Урала, имеющая тот же, что и Урал, возраст складчатости.

Таким образом, к началу Великой Отечественной войны намечились определенные точки зрения по интересующему нас вопросу. Первая из них, предложенная А. П. Карпинским и А. Д. Архангельским, заключалась в том, что северные части Урала и Пай-Хоя огибают крупный выступ Русской платформы. При этом все изгибы Уральских, Пайхойских и Новоземельских структур объяснялись существованием жестких древних глыб платформенного типа (глыбы Карского моря и Пыткова Камня). Эти представления в полной мере отразились в общих построениях С. Бубнова (Bubnoff, 1923), в картах Р. Штауба (1938 г.) и И. Умгроу (1947 г.). Н. С. Шатский уже в эти годы высказывал предположения об отличиях в строении фундамента Печорской низменности и тем самым невозможности простой параллелизации дуги Уфимского амфитеатра со сложными изгибами северных районов Урала. Другая точка зрения предполагала существование молодых (по М. М. Тетяеву, даже альпийских) структур Пай-Хоя, резко наложенных с иными простирааниями на структуры севера Урала.

Период Великой Отечественной войны и после нее знаменуется широким развитием планомерных геологических работ не только на Севере Урала, но и в Печорской низменности. Первые же послевоенные работы далеко продвинули решение интересующего нас вопроса. П. Е. Оффман (1945, 1949) установил платформенный характер формаций и деформаций палеозойских отложений Тимана, исключив, таким образом, представление о его герцинском или более молодом возрасте. Правда, П. Е. Оффман ошибочно распространял этот вывод на докембрийские образования Тимана. В 1946 г. вышла большая статья Н. С. Шатского, в которой подробно рассмотрен вопрос о строении Печорской синеклизы

и соотношении Урала с Русской плитой. По его данным, эпикарельская часть Русской платформы в конце рифея напайвается за счет байкальских складчатых сооружений, которые слагают Печорскую синеклизу и, по-видимому, юго-восточную часть Прикаспийской синеклизы. Таким образом, к эпикарельскому ядру Русской платформы причленяются эпибайкальские участки, образующие углы докембрийской Русской платформы. Граница палеозойских геосинклинальных систем на углах платформы сильно смещается в восточном направлении. Соответственно герцинские складчатые сооружения Урала и Пай-Хоя огибают выступ эпибайкальской платформы Печорской синеклизы. Работа Н. С. Шатского не оставляет никакого сомнения в позднекембрийском или по крайней мере захватывающем низы палеозоя возрасте складчатых образований Тимана. Если исключить представление П. Е. Оффмана, который вплоть до настоящего времени отстаивает платформенную природу рифейских отложений Тимана, то этих положений придерживается подавляющее число исследователей. В эти же годы появляются работы, в которых в той или иной степени рассмотрены вопросы сочленения Пай-Хоя и Урала. Так, О. Л. Эйно́р (1945, 1946) пишет, что Пайхойская и Уральская системы представляют собой самостоятельные единицы, разделенные так называемым Карским или Осовейским (Хабаков, 1945б) надвигом. С самого начала палеозойского времени эти системы имеют самостоятельную историю развития. Более того, согласно данным О. Л. Эйно́ра, на Пай-Хое смяты в складки все отложения вплоть до меловых. Структурные признаки постепенного поворота западных структур Полярного Урала на Пай-Хой О. Л. Эйно́р трактовал как механическое смещение разновозрастных структурных направлений. Пайхойская система, по его мнению, резко наложена по отношению к Уралу и имеет более молодой (раннеальпийский) возраст складчатости. О. Л. Эйно́р допускал возможность выявления в Печорской низменности и других молодых структур Пайхойского направления.

Представления О. Л. Эйно́ра были раскритикованы Н. С. Шатским (1948), который показал, что Пайхойский антиклинорий, так же как и Урал, имеет герцинский возраст. Однако, учитывая данные С. Н. Волкова и А. В. Хабакова, он говорил о разобщенности этих структур. Последующие исследования Б. Я. Осадчева и А. М. Ивановой (1952), а также В. Н. Устрицкого (1961а, б) показывают, что как структуры, так и фации западных структурных зон Урала поворачивают на северо-запад, в Пайхойском направлении, и имеют герцинский возраст. Указанные О. Л. Эйно́ром дислокации в меловых отложениях Пай-Хоя, по данным В. Н. Устрицкого, связаны с ошибочной интерпретацией стратиграфического разреза.

В дальнейшем, по существу в том или ином виде, вопрос об изменениях простираций исследователи трактуют, исходя из огибания герцинидами выступа Русской платформы. Гипотеза Н. С. Шатского о наращивании северо-восточной части Русской платформы байкальскими складчатыми сооружениями не объясняла в полной мере изгиб Уральских структур на северо-восток. Последнее обстоятельство, по-видимому, заставило многих последующих исследователей восстановить представление о тлыбе Пыткова Камня. Так, практически одновременно со статьей Н. С. Шатского вышла работа Н. Н. Тихоновича (1946), в которой автор выделяет Большеземельский погребенный массив. Тиман и прилегающая к нему с северо-востока часть Печорской низменности, вплоть до Печоро́й гряды, вслед за Н. С. Шатским отнесена к позднекембрийским или раннекаледонским складчатым образованиям. В дальнейшем гипотеза тлыбы Большеземельской тундры широко используется в построениях многих исследователей. Площадные аэромагнитные съемки в Печорской низменности, законченные к 1954—1955 гг., позволили вы-

явить очень интересную закономерность. Оказалось, что юго-западная часть низменности, расположенная между Печорской грядой и Тиманским кряжем (включая последний), характеризуется пониженными значениями ΔT при северо-западной ориентировке аномалий. Для северо-восточной части низменности, к северо-востоку от Печорской гряды, свойственны положительные значения ΔT при близкой ориентировке простираний аномалий. Эти данные привели ряд исследователей к выводу о существовании к северо-востоку от Печорской гряды крупного погребенного массива, более древнего, чем юго-западная часть Печорской низменности. Такая трактовка нашла свое отражение на карте О. А. Калинин, составленной в 1955 г., и в работе М. В. Касьянова того же года.

Н. С. Шатский в последние годы жизни пришел к выводу о том, что Печорская синеклиза в своем основании сложена более древним, чем байкальский, складчатым комплексом. При этом Тиман и отчасти прилегающая с северо-востока территория рассматривались как авлакоген рифейского возраста. Одним из оснований для этого положения послужил тот факт, что, по мнению Н. С. Шатского, структура Урала существенно не меняется на всем его протяжении, несмотря на то, что в первоначальной трактовке Н. С. Шатского Урал должен ограничиваться с запада разновозрастными образованиями. Особенно отчетливо, по его мнению, постоянство структур проявилось в строении краевого прогиба. Как будет показано ниже, эти аргументы Н. С. Шатского оказались ошибочными и правильной представляется его первоначальная точка зрения о более молодом, нежели фундамент центральных частей Русской платформы, возрасте складчатого основания Печорской низменности.

Наряду с представлениями о древней глыбе развивалась дальше и гипотеза Н. С. Шатского о наращивании платформы. Н. П. Херасков выделил своеобразные зоны поперечных поднятий, проходящие через часть или все продолольные структуры Урала. В северной части Урала было выделено два таких поднятия — Собское — на Полярном и Кожимское — на Приполярном Урале. По мнению Н. П. Хераскова, эти поднятия ограничены своеобразными поперечными глубинными разломами или швами. В эти же примерно годы М. Е. Раабен (1959), изучавшая палеозойские отложения на Приполярном Урале, пришла к выводу о большой длительности жизни поперечных поднятий, которые по фациям проявляются начиная с ордовика. Выделению и изучению поперечных структур Урала в дальнейшем посвящены работы многих исследователей (И. И. Горский, 1958; О. А. Кондияйн, А. Г. Кондияйн, 1960; и др.). Н. П. Херасков, анализируя особенности строения северных частей Урала и Пай-Хоя указывает, что к северу от широты Полюдова кряжа структуры Урала образуют гигантскую виргацию, при которой часть структур отворачивает на северо-запад в Тимано-Пайхойском направлении. Эта ветвь закончила свое геосинклинальное развитие в конце докембрия или в начале палеозоя, «напаяв» входящий угол Русской платформы. Более молодые геосинклинальные структуры развиваются только на долготной и северо-восточной ветви виргации и лишь на Пай-Хое сохранились в палеозое геосинклинальные условия в северо-западных структурах. Н. П. Херасков отмечает, что отмирание геосинклинальных структур северо-западной ветви виргации сопровождалось существенной перестройкой плана для тех структур, где геосинклинальное развитие продолжалось и позднее (собственно Урал). Возможно, именно сочетание разных структурных планов и вызвало появление поперечных поднятий. Н. П. Херасков подтвердил правильность положения Н. С. Шатского об одновозрастности структур Урала и Пай-Хоя. Он указал на специфику строения зоны их сочленения. В месте поворота Урала

на северо-запад в разное время преобладание получали то «уральские», то «пайхойские» простирания, в результате чего возникли сложные пересечения тектонических и фациальных зон. При этом со временем увеличивается роль «пайхойских» направлений структур.

В более поздних работах В. И. Устрицкого (1961б) и К. Г. Войновского-Кригера (1956б) убедительно показано, что северо-западные структуры (Пайхойский антиклинорий, гряда Чернова и т. д.) интенсивно развиваются на наиболее поздних этапах, в триасе. И. И. Горский (1958), анализируя поперечные воздымания Урала, пришел к выводу о том, что эти поднятия были сформированы позже линейных структур Урала, в начале мезозоя, и связаны со структурами северо-западного простирания. В целом эти исследователи безусловно правы. К. Г. Войновский-Кригер и И. И. Горский не учитывают, однако, того обстоятельства, что все эти северо-западные и близкие к ним по направлениям структуры сосуществуют с продольными структурами Урала на всей его истории, проявляясь с разной степенью интенсивности в разное время.

Н. П. Херасков уделил большое внимание особенностям структурного рисунка северных районов Урала, Пай-Хоя и Новой Земли и пришел к интересным выводам о закономерностях их сочетания в пространстве. Так, он отмечает, что резкие изменения простираний структур необоснованно связываются с существованием жестких глыб (глыба Пыткова Камня и Карская глыба). Скорее эти изменения нужно связывать с самим характером сочленения разнонаправленных структур. Выделяется три типа виргаций. Западный — простой поворот на северо-запад, центральный, отвечающий западному склону и осевой полосе Урала и Пай-Хоя, — сложная виргация с отгибанием структур сначала на северо-восток и затем на северо-запад и восточный (восточный склон Урала), плохо изученный, но, возможно, представляющий собой простую виргацию на восток. Эта схема в дальнейшем была поддержана В. А. Дедеевым (1958б). Он говорил о западной зоне (центральная ветвь, по Н. П. Хераскову), которой отвечает поворот структур западного склона Урала на Пай-Хой, и восточной зоне (восточная ветвь, по Н. П. Хераскову), которая на севере плавно отворачивает на восток. При этом В. А. Дедеев, как нам кажется, необоснованно придает разный возраст складчатости обеим зонам. По-видимому, также неверна его попытка искать продолжение восточной зоны на островах Северной Земли, которые по своему геологическому строению не имеют ничего общего с зеленокаменными прогибами восточного склона Урала. Н. П. Херасков и вслед за ним В. А. Дедеев отрицают возможность продолжения каких бы то ни было Уральских зон на Таймыре. Такая попытка была сделана в последние годы В. И. Устрицким (1956), ее слабые стороны убедительно показаны в работе В. А. Дедеева (1958б).

Представления Н. П. Хераскова, изложенные в отмеченной выше работе, интересны еще в одном отношении. В отличие от предыдущих исследователей, объяснявших изменения простираний и особенности структур севера Урала «огибанием» геосинклинальными системами тех или иных «жестких глыб», он впервые поставил вопрос о зависимости структурного рисунка от истории развития самой геосинклинальной системы. Однако в то время не хватало фактических данных для решения этого вопроса. Эти идеи Н. П. Хераскова нашли свое дальнейшее развитие в работах С. Н. Волкова (1964).

Представления Н. С. Шатского (1946) о строении Печорской низменности в дальнейшем развивались многими исследователями. К. Г. Войновский-Кригер (1956б) приводит ряд данных в пользу этой концепции и отмечает, что разница в строении фундамента Русской платформы обусловила отличие Печорского бассейна от других частей Предуралья.

краевого прогиба. Используя геофизические данные по Печорской низменности, В. С. Журавлев и Р. А. Гафаров (1959), Ф. Г. Фотиади (1951) и др. дали подробный анализ фундамента Печорской низменности, который они вслед за Н. С. Шатским считают байкальским. Основываясь преимущественно на характере гравитационного и магнитного полей и отчасти на сравнительно-тектоническом анализе древних образований Урала и Тимана, эти исследователи выделили в фундаменте Печорской синеклизы две тектонические зоны. Тиманский кряж и область, расположенная между Тиманом и Печорской грядой, для которых характерны отрицательные значения магнитного поля, были отнесены к миогеосинклинальной зоне байкалид (Журавлев, Гафаров, 1959; Гафаров, 1963). Область, расположенная к северо-востоку от Печорской гряды, которой отвечает поле распространения положительных линейных аномалий, отнесена к эвгеосинклинальной зоне байкалид.

Таким образом, к настоящему времени наметились довольно определенные данные о соотношении северных районов Урала с прилегающими частями платформы. В значительно меньшей степени продвинут поставленный Н. П. Херасковым вопрос о специфике строения северных частей Урала в связи с отличием в истории формирования его структур и в связи с его положением в общем структурном плане земной коры. В одной из своих последних работ Н. П. Херасков (1963), анализируя общие закономерности строения земной коры, пришел к выводу о существовании в пределах Северного Ледовитого океана субширотного (в целом) арктического складчатого пояса, в основном, по-видимому, палеозойского возраста. Несомненно, существование такого пояса к северу от Урала должно было бы наложить свой отпечаток на характер структур этого района. Очень возможно, что с этим поясом связано появление в девонское время в пределах западного сектора Советской Арктики субширотной области с однотипным палеогеографическим режимом (Волков, 1964).

Таким образом, можно говорить о трех основных направлениях в развитии взглядов, трактующих специфику строения севера Урала. Первое направление, начало которому было положено А. П. Карпинским, развивали Н. С. Шатский, А. Д. Архангельский, Н. Н. Тихонович, К. Г. Войновский-Кригер, В. Н. Устрицкий и многие другие. Эти исследователи связывают изменение простираний севера Урала с огибанием выступа платформы.

Второе направление заключается в том, что осложнение линейных структур севера Урала связано с пересечением герцинских структур более молодыми структурами северо-западных направлений (О. Л. Эйнон, М. М. Тетяев и отчасти И. И. Горский).

Третье направление, дополняющее и развивающее первое, выдвинул Н. П. Херасков, который связывает особенности тектоники с особенностями истории геосинклинального развития этой части территории и с положением севера Урала в общем структурном плане земной коры. В настоящей работе развивается именно это направление.

В приведенном выше кратком очерке истории изучения вопроса о нарушениях линейности структур севера Урала указаны только те исследования, которые целиком посвящены разработке этой проблемы. В той или иной степени особенности тектоники северных районов Урала изложены в многочисленных работах как региональных, так и тематических. Однако их разбор целесообразнее делать ниже в главах, посвященных конкретным вопросам геологии севера Урала.

Глава II

ОБЩАЯ СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ УРАЛА

На западе Уральское складчатое сооружение граничит с Русской плитой. На востоке складчатые образования Урала уходят под мезо-кайнозойский платформенный чехол Западно-Сибирской плиты и прослеживаются по геофизическим данным далее на восток на 100—200 км. В южном направлении геосинклинальные отложения погружаются под мезо-кайнозойский платформенный чехол Туранской плиты и, как показали Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман (1960), протягиваются на юг на 400—500 км. Северное окончание Урала скрыто под водами Северного Ледовитого океана.

Геосинклинальные отложения Урала делятся по своему типу на два крупных комплекса, отвечающих двум геосинклинальным циклам развития. Нижний комплекс, выделенный под названием доуралиды (Херасков, 1948), объединяет в себе отложения более древние, чем ордовикские, и иногда часть ордовика. Верхний комплекс — уралиды — охватывает породы от ордовикского до триасового возраста. Тектоническое расчленение, проведенное на карте, соответствует структуре уралид, окончательное формирование которой связано с герцинской складчатостью (фиг. 1).

Историю формирования уралид можно разделить на два этапа, которым отвечают два структурных этажа уралид. Нижний этаж, собственно геосинклинальный, включает отложения, начиная от ордовикских и до нижне- или среднекаменноугольных. Верхний орогенный структурный этаж охватывает средне-, верхнекаменноугольные, пермские и триасовые образования.

На всем протяжении Урала выделяются три основные продольные тектонические зоны¹. Восточная — эвгеосинклинальная зона восточного склона Урала, западнее — миеосинклинальная зона осевой полосы и западного склона Урала и еще западнее — система Предуральских краевых и периклинальных прогибов, образовавшаяся в орогенный этап формирования Уральского складчатого сооружения.

Эвгеосинклинальная зона Урала наиболее полно выражена на Южном Урале, где ее основное тектоническое расчленение впервые было установлено А. С. Либровичем (1936), И. И. Горским (1943), а в дальнейшем развивалось В. М. Сергиевским (1948, 1960), Н. П. Херасковым (1948) и др. В поперечном сечении эвгеосинклинальной зоны выделяется с запада на восток: Магнитогорский синклинирий, Урало-Тобольский

¹ Подробнее этот вопрос рассмотрен в отдельной статье (Херасков, Перфильев, 1963).

антиклинорий и Аятский синклинорий. В более северных частях Урала аналоги Аятского синклинория и Урало-Тобольского антиклинория скрываются под мезо-кайнозойскими отложениями и обнажены лишь аналоги Магнитогорского синклинория (Тагильский, Войкарский, Хулгинский и Щучинский синклинории). Для эвгеосинклинальной зоны характерно широкое развитие вулканогенных пород основного, среднего и кислого состава, преимущественно натрового ряда, многочисленных интрузий гипербазитов, габброидов, гранитоидов, сиенитов и т. д. Синклинории и антиклинории разделены крупными долгоживущими глубинными разломами, с которыми связаны пояса гипербазитовых и иногда базитовых интрузий.

Наиболее крупный и выдержанный глубинный разлом такого типа отделяет эвгеосинклинальную зону Урала от расположенной западнее миогеосинклинальной зоны (Главный Уральский глубинный разлом). На больших участках этот глубинный разлом в масштабе карты может быть представлен как единая линия. В других местах (особенно на севере Урала) он состоит из системы подставляющих друг друга разломов.

Главный Уральский глубинный разлом ограничивает с запада область широкого регионального распространения магматических образований как интрузивных, так и эффузивных (эвгеосинклинальная зона). Лишь в некоторых местах магматизм локально проявляется и к западу от глубинного разлома (Сакмарское поднятие, гипербазитовые массивы Крака, район Нязепетровска, Лемвинский синклинорий и др.).

Миогеосинклинальная зона Урала в целом приподнята относительно эвгеосинклинальной. В пределах этой зоны можно выделить три полосы, отличные друг от друга. Непосредственно к западу от Главного глубинного разлома протягивается Уралтауская система антиклинориев. На севере Урала ей соответствует Харбейский антиклинорий.

Западнее Уралтауской системы антиклинориев протягивается цепь синклинориев, с доминирующим распространением песчано-сланцевых толщ. К ним относятся (с юга на север) Зилаирский синклинорий (Келлер, 1949), район к востоку от г. Нязепетровска (Смирнов, 1956), Лемвинский синклинорий (Войновский-Кригер, 1945) и их аналоги. Эти синклинории обрамлены с запада краевыми поднятиями. В некоторых местах краевые поднятия сильно расширяются в восточном направлении и образуют перемычки (внутренние поднятия), разделяющие по простиранию сланцевые синклинории. Для краевых и внутренних поднятий характерно развитие кварцевых песчаников и карбонатных пород.

На Южном Урале к краевым поднятиям относится Башкирский антиклинорий. Севернее эта зона представлена крупным Кваркушским антиклинорием. Еще севернее краевое поднятие непосредственно смыкается с доуралидами Уралтауской системы антиклинориев. К северу от Лемвинского синклинория система краевых и внутренних поднятий вновь становится довольно отчетливой. Она представлена несколькими крупными антиклинальными структурами (Енгано-Пэ, Манита-Ныр, Очел-Ныр).

Предуральские краевые и периклинальные прогибы протягиваются вдоль Урала, отделяя герцинское складчатое сооружение от Русской платформы. Они выполнены мощными грубообломочными отложениями от среднекаменноугольного до триасового возраста включительно (верхний структурный этаж). Во время формирования краевых и периклинальных прогибов Урал в целом представлял собой крупное горное сооружение, служившее источником обломочного материала (Руженцев, 1930; Богданов, 1947б; Наливкин, 1949; Хворова, 1961).

В системе прогибов выделяются два типа структур. Собственно краевые прогибы располагаются между Русской платформой и Уральским складчатым сооружением, преимущественно на платформенном осно-

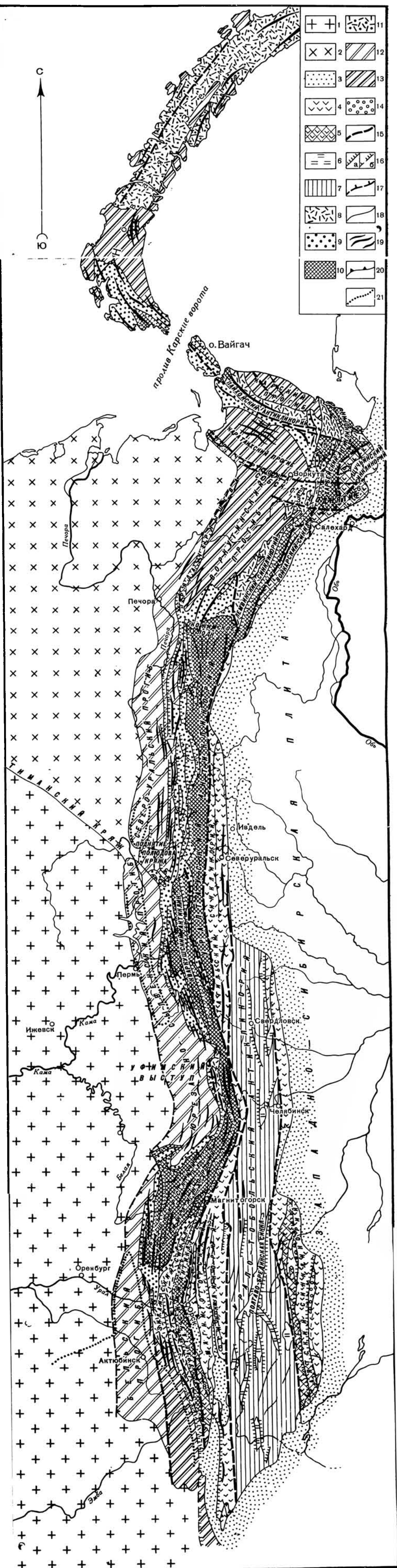
вании. Периклинальные прогибы (Херасков, 1948) приурочены к северному и южному периклинальным погружениям Уральского складчатого сооружения, располагаясь целиком на геосинклинальном основании. К краевым прогибам относятся северная часть Бельского, Юрезано-Сылвенский и Северо-Уральский прогибы.

К периклинальным прогибам на севере Урала относятся Воркутинский, Каротаихский, Карский прогибы и область распространения пермских образований на Новой Земле. На юге Урала к этой категории отнесена южная часть Бельского прогиба и область развития пермских образований северной части Туранской плиты, перекрытая мезо-кайнозойским платформенным чехлом.

На Урале отчетливо выделяется ряд поперечных (или косо ориентированных) осложнений, благодаря которым продольные структуры Урала распадаются на поперечные отрезки. В южной части Урала такое осложнение было впервые выявлено А. П. Карпинским и подробно рассмотрено позднее Н. С. Шатским (1946) (Уфимский выступ).

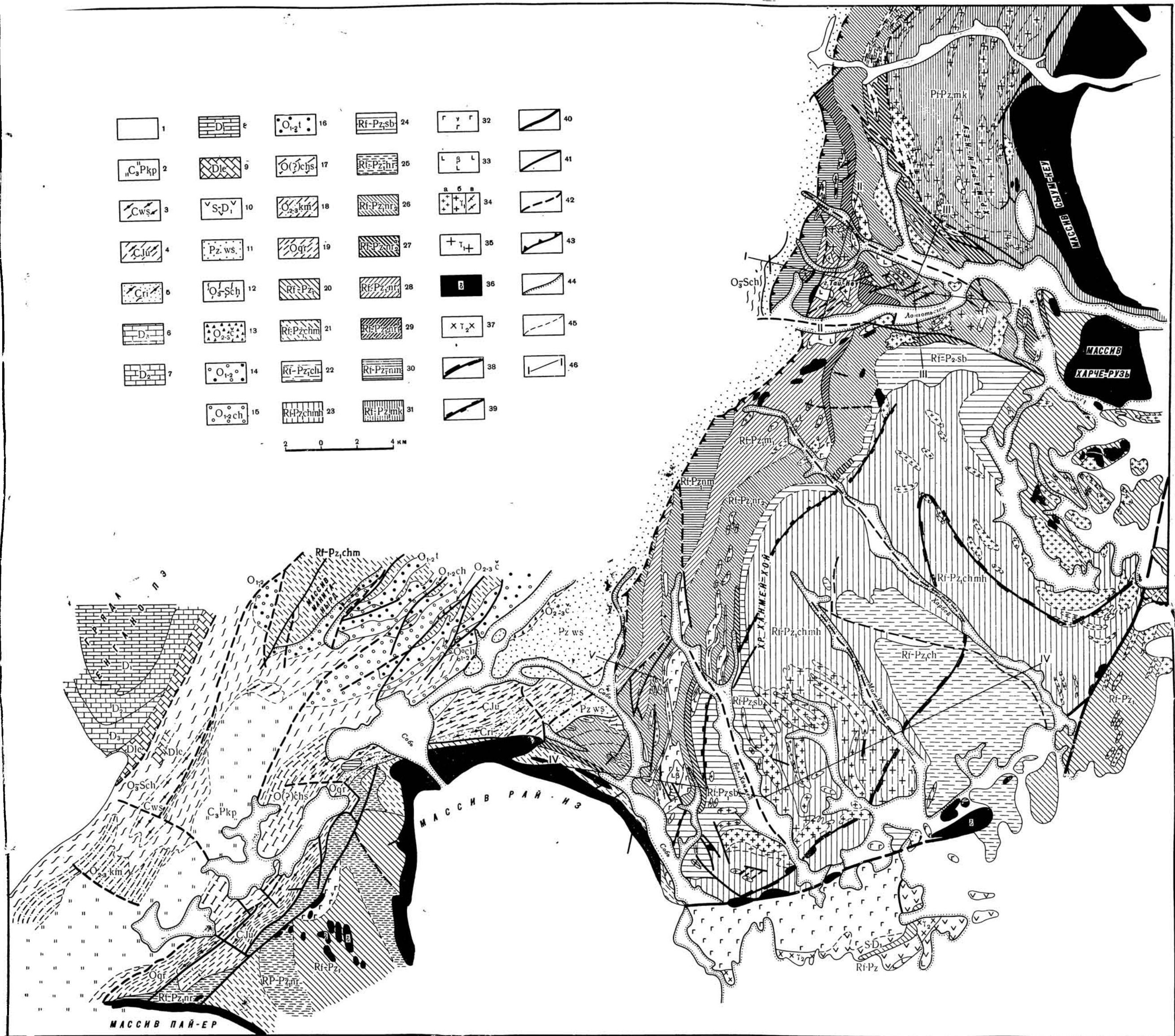
Нарушения линейности структур особенно характерны для севера Урала. Здесь они имеют другой характер и, по-видимому, иной генезис, чем структуры Уфимского выступа. Для северных частей Урала очень характерны крупные поперечные поднятия, проходящие через часть или все линейные зоны уралид, что сопровождается довольно резкими изменениями простираций продольных структур.

Наиболее южное из таких поперечных поднятий — поднятие Полудова кряжа, четко проявившееся в пределах системы Предуральских краевых прогибов. Оно отделяет Юрезано-Сылвенский прогиб от Северо-Уральского. Севернее выделяется крупное Кожимское поперечное поднятие. Это поднятие отчетливо проявляется в системе краевых и периклинальных прогибов и в миогеосинклинальной зоне Урала. К северу от Кожимского поперечного поднятия уралиды резко меняют свое меридиональное простираение на северо-восточное. С северо-восточными простирациями структуры Урала прослеживаются до южной части Харбейского антиклинория. Здесь строение уралид осложнено еще более крупным Собским поперечным поднятием, проходящим через все продольные зоны Урала. В самой северной части Урала в структурах полностью исчезают «уральские» (долготные и близкие к ним) простираения и появляются северо-западные и широтные.



Фиг. 1. Тектоническая карта Урала
(составили Н. П. Херасков и А. С. Перфильев)

Русская платформа: 1 — с дорифейским складчатым основанием; 2 — с доордовикским складчатым основанием. Западно-Сибирская плита. 3 — мезо-кайнозойский платформенный чехол на герцинском складчатом основании. Уральское складчатое сооружение. Эвгеосинклинальная зона: 4 — нижний и средний структурные этажи синклинириев (О—С₁); 5 — выходы доуральца в поднятиях синклинириев (Rf—O₁) и прорывающие их интрузии уральца; 6 — средний структурный этаж Урало-Тобольского антиклинория (D₂—C₁); 7 — метаморфизованные и гранитизированные доуральцы и нижний структурный этаж уральца Урало-Тобольских известняков. Миегеосинклинальная зона: 8 — нижний и средний структурные этажи сланцевых синклинириев (О—С₁₋₂); 9 — нижний и средний структурные этажи системы краевых поднятий (О—С₁₋₂); 10 — доуральцы (Rf—Cm); 11 — палеозойские образования северного острова Новой Земли (О—С₁₋₂). Система краевых прогибов и близких структур. Верхний структурный этаж (С₂—Т₁ на севере до Т₃); 12 — краевые прогибы; 13 — периклинальные прогибы; 14 — межгорные впадины. Прочие знаки: 15 — глубинные разломы и крупные тектонические швы; 16 — разломы; а — установленные, б — предполагаемые; 17 — крупные флексуры; 18 — простирание структур; 19 — оси антиклиналей; 20 — стратонизогипсы по разным горизонтам (острый угол треугольников по падению пластов); 21 — контуры площадей с развитой соляной тектоникой. Отдельные тектонические структуры (цифры на карте). Антиклинали: 1 — Иркендыкская; 2 — Аюсовская; 3 — Енгань-Пз; 4 — Манита-Нырды; 5 — Оче-Нырды; 6 — Лонгирюганский антиклинорий; 7 — Сакмарское поднятие; 8 — Кемпирсайское поднятие



Фиг. 2. Геологическая карта Собоского поперечного поднятия

(составил А. С. Перфильев, при участии Ю. Е. Молдавцева. Использованы материалы А. П. Белоусова, К. Г. Войновского-Кригера, В. Н. Гессе, С. Г. Караченцева, Н. Г. Удовкиной, А. В. Цымбалюка)

1 — четвертичные отложения, Пермские и верхнекамменноугольные отложения; 2 — кемельская свита (C_3-P_{kr}), полимиктовые песчаники и аргиллиты. Каменноугольные отложения: 3 — воргашорская свита (Cws), известняки, кремнистые и глинистые сланцы; 4 — яйюская свита (Cju), глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с линзами известняков; 5 — райзская свита (Crj), граувакковые песчаники и аспидные сланцы. Девонские отложения: 6 — верхнедевонские отложения (D_3), известняки и доломиты; 7 — среднедевонские отложения (D_2), известняки и доломиты; 8 — нижнедевонские отложения (D_1), известняки и доломиты; 9 — лекельская свита (Dle), глинистые сланцы и известняки; 10 — силурийские и нижнедевонские отложения ($S-D_1$), основные эффузивы и туфы. Палеозойские отложения, ближе нерасчлененные; 11 — верхнесобоский комплекс ($Pzws$), алевролиты и сланцы с прослоями песчаников и линзами известняков. Верхнеордовикские и силурийские отложения: 12 — харотская свита (O_3-Sch), глинистые и кремнистые сланцы с прослоями глинистых известняков. Ордовикские отложения: 13 — шугорская свита (O_2-s), известняки и известковые сланцы; 14 — тельпоская и хидейская свиты, нерасчлененные (O_{1-2}), кварцитопесчаники, алевролиты и глинистые сланцы; 15 — хидейская свита ($O_{1-2}ch$),

алевролиты, песчаники и сланцы; 16 — тельпоская свита ($O_{1-2}t$), кварцевые песчаники с прослоями сланцев; 17 — харбейшорская свита (O_2chs), алевролиты и глинистые сланцы; 18 — качамыльская свита ($O_{2-3}km$), глинистые сланцы с прослоями известняков и песчаников; 19 — грубеинская свита (Ogr), пестрые филлитовые сланцы. Рифейско-нижнепалеозойские отложения: 20 — рифейско-нижнепалеозойские отложения, нерасчлененные ($Rf-Pz_1$); 21 — ханмейская серия ($Rf-Pz_{chm}$), основные эффузивы, полимиктовые песчаники и сланцы; 22 — харбейская свита ($Rf-Pz_{ch}$), двуслоянные кристаллические сланцы и олигоклазовые гнейсы; 23 — ханмейхойская свита ($Rf-Pz_{chmh}$), метаморфизованные основные эффузивы; 24 — собоская свита ($Rf-Pz_{sb}$), метаморфизованные полимиктовые песчаники и алевролиты; 25 — няровейская свита ($Rf-Pz_{nr}$), серицито-хлорито-кварцевые апоалевролитовые и апелитовые сланцы, зеленые сланцы, порфиритоиды и их туфы; 26 — верхняя няровейская подсвита ($Rf-Pz_{nr_2}$), серицито-хлорито-альбито-кварцевые апоалевролитовые и апелитовые сланцы и вулканогенные сланцы основного состава; 27 — верхняя няровейская подсвита, верхняя толща ($Rf-Pz_{nr_1}$), темные графитондсодержащие сланцы, микрокварциты, линзы мраморов; 28 — нижняя няровейская подсвита ($Rf-Pz_{nr_1}$), се-

рицито-хлорито-альбито-кварцевые апоалевролитовые сланцы, метаморфизованные основные и кислые эффузивы; 29 — нижняя няровейская подсвита, верхняя толща ($Rf-Pz_{nr_1}$), темные филлитовидные графитондсодержащие сланцы; 30 — немурганская свита ($Rf-Pz_{nm}$), серицито-хлорито-кварцевые апоалевролитовые и апелитовые сланцы, кварциты, мраморы, линзы кислых эффузивов и их туфов; 31 — марункеуский комплекс ($Rf-Pz_{mk}$), амфиболиты и гнейсы. Интрузивные породы: 32 — габбро и габбро-диориты (v); 33 — диабазы и габбро-диабазы (β); 34 — гранитоиды (γ_1); 35 — зоны развития инъекционных сланцев и фельдшпатизации; 36 — гипербазиты (δ), 37 — плагиограниты (γ_2). Прочие знаки: 38 — граница между зеленосланцевой и амфиболитовой фазами метаморфизма; 39 — граница между низкими и высокими ступенями зеленосланцевой фазии метаморфизма; 40 — Главный Уральский глубинный разлом; 41 — разломы; 42 — предполагаемые разломы; 43 — разлом западного ограничения Харбейского антиклинория; 44 — несогласное налегание; 45 — границы неясного характера; 46 — линии профилей

Глава III

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СОБСКОГО ПОПЕРЕЧНОГО ПОДНЯТИЯ

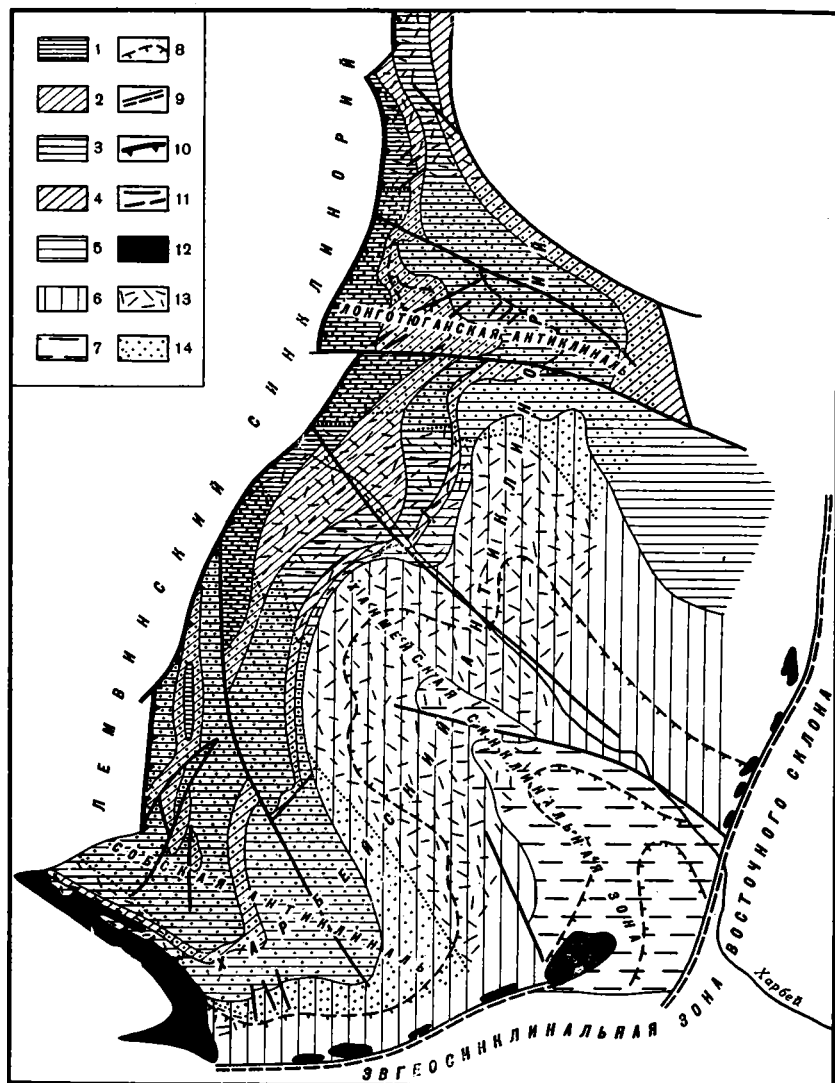
Линейность уральских структур позволяет рассмотреть строение этих структур в одном поперечном сечении, что даст читателю более или менее полное представление о характере строения всей зоны в целом. Поэтому ниже будет дана подробная характеристика южной части Полярного Урала. Этот район привлекателен также и в другом отношении. Выше указано, что особенность северных частей Урала заключается в отклонении его структур от выдержанных долготных простираций и в появлении крупных поперечных поднятий. Как раз в южной части Полярного Урала происходит сочленение северо-восточных и долготных структур. Здесь же фиксируется крупное Собское поперечное поднятие, проходящее через все продольные зоны Урала.

Наиболее подробно в пределах миеосинклинальной зоны будет рассмотрено строение Собского поднятия (фиг. 2). Западнее и восточнее этого участка характер обнаженности не позволяет подробно изучить Собское поднятие в периклинальном прогибе и в эвгеосинклинальной зоне. Поэтому строение соответствующих частей Собского поднятия будет разобрано в главах, посвященных общему описанию тектонических зон (см. главу IV).

В пределах территории, показанной на геологической карте (см. фиг. 2), выделяются следующие наиболее крупные структурные элементы. В западной части расположено северное окончание Лемвинского сланцевого синклинория, выполненного палеозойскими (до пермских включительно) отложениями. К северо-северо-востоку от синклинория по его простирацию выделяются периклинали крупных антиклинальных структур Енгано-Пэ и Манита-Нырда, входящих в Собское поперечное поднятие. Восточнее Лемвинского синклинория и антиклиналей Енгано-Пэ и Манита-Нырда располагается Харбейский антиклинорий, сложенный целиком образованиями доуралид. Южная часть территории самым краем заходит в Войкарский синклинорий эвгеосинклинальной зоны, к которому на рассматриваемой территории относятся интрузии габбро-диорит-тоналитового и диорит-гранодиоритового состава и силуро-нижнедевонские вулканогенные породы нижнего течения р. Б. Ханмей.

СТРАТИГРАФИЯ

Геосинклинальные отложения отчетливо делятся на два крупных комплекса, отвечающих доуралидам и уралидам. Нижний комплекс (отложения доуралид) слагает ядро Харбейского антиклинория и, в



Фиг. 3. Принципиальная структурная схема южной части Харбейского антиклинория

1 — немурюганская свита; 2 — нижняя няровейская подсвита; 3 — верхняя няровейская подсвита; 4 — верхняя няровейская подсвита, верхняя толща; 5 — собская свита; 6 — ханмейхойская свита; 7 — харбейская свита; 8 — дополнительные изостраты по разным горизонтам; 9 — Главный Уральский глубинный разлом; 10 — нади́вг западного ограничения Харбейского антиклинория; 11 — прочие разломы; 12 — гипербазиты; 13 — существенно вулканогенные отложения; 14 — существенно осадочные отложения

пределах рассматриваемой территории, ядро Манитаньрдской антиклинальной структуры. Кроме того, отложения, относящиеся к комплексу доуралид, обнажаются к юго-востоку от Лемвинского синклинория, в бассейне верховьев р. Хармзаталоу.

Отложения комплекса доуралид

Наиболее полно отложения комплекса доуралид (рифейско-нижнепалеозойские отложения) развиты в ядре Харбейского антиклинория, где выделяются три основных структурных элемента (фиг. 3, см. фиг. 2).

В северной части, в бассейне верхнего течения р. Лонготъеган, расположена Лонготюганская антиклиналь, шарнир которой погружается в восточном направлении. Центральной части антиклинория соответствует Ханмейская синклинальная зона, вытянутая в юго-восточном направлении и погружающаяся в ту же сторону. В южной части антиклинория в бассейне верхнего течения р. Собь выделяется Собская антиклиналь запад-северо-западного простирания. Шарнир этой антиклинали погружается на восток-юго-восток.

Ядро Харбейского антиклинория сложено мощным комплексом метаморфических пород, степень метаморфизма которых очень изменчива (от зеленосланцевой до альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма). Стратиграфия этих отложений изучена еще недостаточно. Отсутствие фауны, однообразие слагающих разрез толщ, сложная тектоника, изменчивый метаморфизм и многочисленные интрузии создают большие трудности для установления последовательности напластования пород, не говоря уже об установлении их возраста. Это явилось одной из причин возникновения многочисленных местных стратиграфических схем (составленных разными исследователями), которые часто даже невозможно сопоставить друг с другом (Хабаков, 1945а; Прохорова, 1958; Софронов, 1956; Устинов, 1958а; Раабен, 1959; А. В. Цымбалюк; и др.). В этих схемах, за исключением схемы стратиграфии А. В. Хабакова, весь комплекс отложений делится на две крупные группы по степени метаморфизма. При этом амфиболиты и гнейсы относятся к протерозою или кембрию, а породы зеленосланцевой степени метаморфизма — к рифею или архею (Раабен, 1959; Прохорова, 1958; А. В. Цымбалюк). Ниже будет показано, что степень метаморфизма пород антиклинория не имеет стратиграфического значения и связана с крупным поясом прогрессивного метаморфизма более молодого возраста.

Предлагаемая ниже стратиграфическая схема разработана обычными геологическими методами, применяемыми для расчленения немых толщ, со снятием результатов проявления процессов наложенного метаморфизма. Эта схема представляет собой лишь первое, довольно приближенное решение этого вопроса и, по-видимому, в дальнейшем она будет существенно исправлена и дополнена. Описание стратиграфии рифейско-нижнепалеозойских отложений дано по разрезам наименее метаморфизованных пород.

Разработка предлагаемой ниже стратиграфической схемы в пределах большей части изученного района проводилась совместно с Ю. Е. Молдаванцевым, последний при этом уделял особенное внимание изучению закономерностей изменения метаморфизма (Молдаванцев, Перфильев, 1962). Независимо от авторов, в это же время, к сходной стратиграфической последовательности пришли С. Г. Караченцев и Э. С. Соседков, проводившие в 1958—1959 гг. геологическую съемку в верховьях р. Собь, а затем К. А. Львов после своего участия в работе стратиграфической комиссии по изучению древних досилурийских толщ Полярного Урала в 1958 г. При выборе названий свит предпочтение отдавалось тем названиям, которые применяются при государственной геологической съемке и которые удовлетворяют требованиям соответствующих инструкций Межведомственного стратиграфического комитета. В тех случаях, когда, по данным автора, объем тех или иных стратиграфических подразделений резко изменен, им присвоены новые названия с соответствующим стратиграфическим обоснованием. Следует иметь в виду, что последовательность свит в приведенной ниже схеме обычно прямо противоположна той, которая приводилась авторами названий этих свит.

Разрезы метаморфических толщ Харбейского антиклинория можно разделить на две крупные серии. Нижняя серия, названная нами лонго-

тыюганской, состоит главным образом из тонкообломочных пород (алевритового и пелитового состава) и вулканогенных образований основного, среднего и реже кислого состава. В лонготюганской серии удается наметить некоторые признаки циклического строения с появлением глинистых и углисто-глинистых сланцев и мраморов в конце каждого цикла. Это обстоятельство позволило разделить серию на свиты и подсвиты.

Верхняя серия, названная ханмейской, в большей своей части подверглась преобразованиям в результате наложенного прогрессивного метаморфизма, так что породы серии сильно изменены, вплоть до амфиболитов и гнейсов. Ханмейская серия сложена вулканогенными породами основного состава, чередующимися с полимиктовыми и аркозовыми песчаниками. По характеру парагенетических ассоциаций исходных пород (основные эффузивы и полимиктовые песчаники и др.) ханмейская серия существенно отличается от подстилающих толщ лонготюганской серии. Наиболее полный разрез лонготюганской серии наблюдается в Лонготюганской антиклинали. Ханмейская серия широко развита в Собской антиклинали и в Ханмейской синклинальной зоне.

Лонготюганская серия

Лонготюганская серия делится на две свиты: немурюганскую и няровейскую.

Немурюганская свита (Rf—Pz₁nm)

Немурюганская свита является самым нижним членом изученного нами разреза рифейско-нижнепалеозойских образований Харбейского антиклинория. Породы этой свиты образуют сравнительно узкую полосу, вытянутую в меридиональном направлении, вдоль западной границы Харбейского антиклинория. В пределах Лонготюганской антиклинали свита распространена в бассейне верховьев рек Лонготъеган, Крестовая, Немур-Юган. С запада полоса выходов пород свиты повсеместно ограничена надвигом, а с востока от нее проходит широкая полоса, сложенная породами няровейской свиты. По направлению на север полоса пород немурюганской свиты прослеживается почти до р. Хадата, где она, по-видимому, тектонически срезана разломом. К югу от Лонготюганской антиклинали породы свиты широко развиты на водораздельной части рек Б. Харбей и Б. Пайпудыны и прослеживаются далее на юг до водораздела рек Номь-Резь-Рузь и Б. Ханмей.

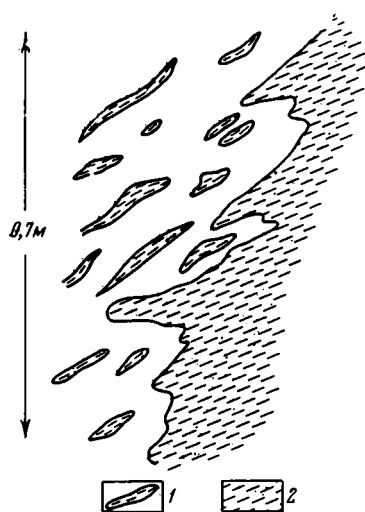
В пределах Лонготюганской антиклинали немурюганская свита представляет собой сложное переслаивание кварцево-серицитовых, хлорито-серицито-кварцевых (часто с альбитом), иногда кварцитовых (апоалевролитовых и апопелитовых) сланцев, мраморов и слюдистых кварцитов, реже метапесчаников (кварцевых и аркозовых).

Метаморфизованные алевролитовые и пелитовые сланцы макроскопически представляют собой зеленовато-серые и зеленые тонко- и мелкозернистые породы обычно тонкополосчатого (реликтовослоистого) сложения. Они образуют основной фон свиты и особенно широко распространены в нижней части ее видимого разреза.

Мраморы по внешнему облику обычно светлые, почти белые, иногда кремового цвета и серые, мелкозернистые, реже более грубозернистые, сланцеватого, массивного и ленточнослоистого сложения. Иногда мраморы, входящие в состав немурюганской свиты, обнаруживают интенсивное вторичное окварцевание.

Мраморы образуют как мощные тела (до 50 м) с отдельными пропластками сланцев, так и маломощные пропластки среди сланцев. Мраморы, образующие мощные пласты, обычно более массивные и

крупнокристаллические. Тонкие пропластки чаще сложены слоистыми разностями мраморов. По простираанию пласты мраморов довольно резко выклиниваются, образуя серию линз. Протяженность самых крупных линз едва ли превышает 1 км. В одном из правых притоков р. Немур-Юган наблюдается выклинивание одной из таких линз. Выклинивание происходит очень быстро; линза мрамора мощностью до 30—40 м буквально на расстоянии в 50—70 м замещается сланцами. Последние в зоне выклинивания мраморов известковисты и содержат небольшие линзы и тонкие пропластки мрамора. Мраморы в зоне выклинивания приобретают характерный конгломератовидный облик и состоят из линзовидных и округлых обломков мрамора (от нескольких до 20 см в диаметре), погруженных в известково-глинистый цемент. Среди мраморов в месте выклинивания появляются многочисленные мелкие линзочки (мощностью в несколько сантиметров и длиной до 20 см), сложенные серыми известково-глинистыми сланцами. Граница мраморов и апоалевролитовых сланцев в общем почти поперечная по отношению к слоистости. Зарисовка фрагмента границы мраморов и сланцев приведена на фиг. 4.



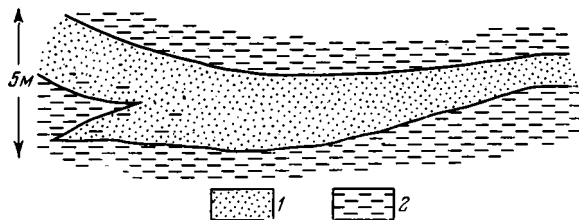
Фиг. 4. Взаимоотношение мраморов и апоалевролитовых сланцев

- 1 — конгломератовидные мраморы;
2 — апоалевролитовые известковые сланцы

Строение крупных линз массивных мраморов и характер их выклинивания, возможно, объясняется тем, что первоначально это были массивы рифового типа, которые впоследствии, при перекристаллизации в процессе дифференциальных движений и метаморфизма, потеряли черты, характерные для рифовых известняков. А. В. Хабаков (1945б) указывает на присутствие в мраморах остатков *Collenia* плохой сохранности. Возможно, что мраморные линзы первоначально представляли собой строматолитовые биогермы.

Кварциты и метаморфизованные песчаники (кварцевые и аркозовые), появляющиеся в основном в верхней части свиты, обычно слагают пласты значительно меньшей мощности, чем мраморы (от нескольких метров до 10 м). Это серые или светло-серые мелкозернистые и среднезернистые породы, иногда слюдистые (серицит- и мусковитсодержащие). Обычно кварциты образуют пласты с четкими границами. Как правило, вмещающие их сланцы сплоены в мелкие складки, в то время как сами кварциты не обнаруживают пloyчатости. Это создает отчетливую дисгармонию мелких структурных форм в сланцах и кварцитах.

Кроме описанных выше кварцитов, для немурюганской свиты необычайно характерны явления вторичного окварцевания мраморов и сланцев. Можно наблюдать все промежуточные стадии этого процесса от небольших участков окварцевания до полного превращения исходных пород в кварцит. При этом образуются сливные мелкозернистые кварциты. Под микроскопом они обнаруживают гранобластовую структуру с зубчатым срастанием зерен кварца. Кварциты, образовавшиеся по сланцам, обычно содержат небольшое количество листочков хлорита и серицита, за счет чего они приобретают зеленовато-серый оттенок. Кварциты, образующиеся по мраморам, содержат некоторое количество неправильных зерен кальцита. В случае, когда кварциты развиваются по полосчатым разностям мраморов, полосчатость сохраняется и в квар-



Фиг. 5. Взаимоотношение кварцитов и сланцев
1 — кварцит; 2 — хлорито-серицитово-альбито-кварцевые сланцы

цитах. Участки вторичного окварцевания в сланцах и мраморах образуют неправильной формы линзы, вытянутые вдоль слоистости, обычно с резко очерченными границами. В ряде мест удается наблюдать, что тонкая слоистость сланцев упирается в зону окварцевания и иногда в виде реликтовой полосчатости прослеживается в ней на некотором расстоянии (фиг. 5). «Апосланцевые» кварциты иногда участвуют в мелкой складчатости, как и сланцы, а иногда образуют дисгармоничные пласты. При полном превращении сланцев или мраморов во вторичные кварциты последние часто очень трудно отличить от кварцитов, являющихся продуктом регионального метаморфизма кварцевых песчаников. Удельный вес кварцитов различного происхождения в составе свиты выяснить не удалось. В общем немурюганская свита представляет собой частое переслаивание рассмотренных выше разновидностей пород. При этом метаморфизованные алевролитопелитовые сланцы отчетливо преобладают, а мраморы и кварциты образуют отдельные прослои, линзы и пачки среди сланцев.

По преобладанию тех или иных разностей пород видимая часть свиты может быть подразделена на две части. Нижняя, меньшая по мощности, часть характеризуется переслаиванием метаморфизованных алевролитовых и пелитовых сланцев с прослоями, пластами и пачками мраморов. Для верхней, большей по мощности, части немурюганской свиты характерно появление в разрезе помимо сланцев и мраморов пластов и линз кварцитов. Количество последних в разрезе заметно увеличивается в верхах свиты. В бассейне р. Немур-Юган в верхах свиты несколько увеличивается количество мраморов.

Наиболее полный разрез немурюганской свиты обнажается в бассейне р. Крестовой, по ее правобережью. Самая нижняя часть видимого разреза свиты прекрасно обнажена по безымянному ручью — верхнему правому притоку р. Крестовой.

Непосредственно к востоку от линии надвига, по которому отложения немурюганской свиты надвинуты на породы среднепалеозойского возраста, снизу вверх по разрезу (сверху вниз по ручью) обнажаются следующие породы:

Мощность, м

1. Сланцы апоалевролитовые зеленовато-серые и серовато-зеленые тонкополосчатые кварц-хлорито-серицитовые и серицито-кварцевые с альбитом. Сланцы смяты в мелкие складки, осложняющие висячее крыло упомянутого выше надвига. Мощность слоя не превышает нескольких десятков метров.
2. Сланцы апоалевролитовые, полосчатые зеленые и темно-зеленые, кварц-альбито-серицито-хлоритового состава, заметно обогащенные хлоритом 50
Не обнажено 10
3. Выше выходит пачка пород, представляющая собой тонкое переслаивание сланцев и мраморов. Переслаивание имеет такой характер:
 - а. Апоалевролитовые сланцы серицито-хлорито-кварцевые, зеленые и серо-зеленые, пльчатые. Сланцы содержат тонкие, до 5 см, пропластки серого мелкозернистого мрамора 1,5
 - б. Сланцы с тонкими прослоями мраморов, аналогичные слою «а» 0,5—1,0
- Общая мощность пачки не превышает 50

4. Переслаивание мраморов и сланцев такого типа:	
а. Мрамор белый, сахаровидный, крупнокристаллический. На выветрелой поверхности приобретает кремовый оттенок	2—3
б. Мрамор полосчатый, мелкозернистый. Чередующиеся полосы светлого и серого мрамора достигают толщины 5—10 см	0,7—1
в. Сланцы серицито-кварцевые, серые, мелкоплойчатые	1
г. Мрамор белый	3—5
д. Мрамор полосчатый, с полосами белого и серого цвета толщиной 1—5 см	1—2
е. Мрамор белый	2—3
ж. Мрамор полосчатый, аналогичный мрамору слоя «д»	0,5—1
з. Мрамор белый	0,5—1
и. Сланцы серые, серицито-кварцевые, содержащие кальцит, пloidчатые	0,5
Общая мощность слоя	20
5. Сланцы отчетливо полосчатые зеленые и серовато-зеленые, серицито-хлорито-кварцевые и серицито-хлорито-альбито-кварцевые состава	18
6. Мрамор светло-кремовый, среднезернистый, полосчатый	4
7. Мрамор белый крупнозернистый	2
8. Сланцы зеленые серицито-хлорито-альбитово-кварцевые	4,5
9. Сланцы серые и зеленовато-серые серицито-кварцевые и серицито-хлорито-кварцевые, тонкополосчатые	10
10. Мрамор серый, массивный	0,5
11. Сланцы зеленовато-серые, полосчатые, серицито-хлорито-кварцевые, иногда известковистые	12
12. Мрамор светло-серый, мелкозернистый	0,3
13. Сланцы зеленовато-серые хлорито-серицито-кварцевые, полосчатые и пloidчатые	8

Приведенный разрез характеризует нижнюю часть немурюганской свиты. Мощность нижней части свиты в этом разрезе достигает 200 м.

Верхняя часть немурюганской свиты обнажена в одном из ручьев — правом безымянном притоке р. Крестовой в 2 км к юго-востоку от приведенного выше разреза. В русле ручья снизу вверх по разрезу и снизу вверх по течению обнажаются:

	Мощность, м
1. Мрамор серый, мелкозернистый, местами окварцованный и превращенный во вторичный кварцит	8
2. Микрокварцитовый сланец, серый, спloенный в мелкие складочки	1
3. Мрамор серый полосчатый	6
4. Сланцы серые серицито-кварцевые, пloidчатые	0,7
5. Кварцит серый, мелкозернистый, сливной, слабополосчатый	7
6. Сланец зеленовато-серый серицито-хлоритовый с карбонатом, мягкий, пloidчатый	1
7. Мрамор серый полосчатый	5
8. Сланцы серые серицито-кварцевые, переходящие в микрокварциты с серицитом	0,5
9. Кварцит серый полосчатый сливной	6
Переслаивание такого типа, с преобладанием довольно мощных пластов мраморов и кварцитов над сланцами продолжается выше по ручью, образуя пачку общей мощностью до 200—220 м. Выше разрез имеет следующий характер:	
10. Сланцы зеленые серицито-хлоритово-кварцевые (апоалевролитовые) местами окварцованные	
11. Мрамор серый четкополосчатый	0,4
12. Сланцы серые, серицито-кварцевые, пloidчатые	0,8
13. Мрамор серый четкополосчатый	0,4
14. Серицито-кварцевый микрокварцит, серый, пloidчатый	0,5
Не обнажено	10
Выше по разрезу пласты переслаивающихся пород становятся более мощными.	
15. Сланцы серые, серицито-кварцевые, пloidчатые	4
16. Мрамор темно-серый, местами окварцованный и переходящий во вторичный кварцит	6
17. Сланцы серовато-зеленые серицито-хлорито-кварцевые (апоалевролитовые), сильно пloidчатые. В сланцах встречаются отдельные пропластки серовато-зеленых микрокварцитов с хлоритом и серицитом, мощностью от 0,1 до 0,5 м. Микрокварциты не пloidчатые и имеют дисгармоничные контакты со вмещающими сланцами	20

18. Частое переслаивание серых кварцево-серицитовых сланцев с зеленовато-серыми хлорито-серицито-кварцевыми сланцами	30
19. Сланцы зеленые серицито-хлорито-кварцевые (апоалевритовые), тонкополосчатые, плейчатые	15
20. Сланцы зеленовато-серые кварцево-хлорито-серицитовые, плейчатые	5
21. Сланцы серые, кварцево-серицитовые, плейчатые	8
22. Кварцит серый, мелкозернистый, слюдистый, отчетливо сланцеватый	7
23. Кварцит серый, мелкозернистый, сливной	5
24. Кварцит серый сливной	8

В 3 км к западу от описанного выше разреза, в бассейне левобережья р. Крестовой, в самых верхах свиты среди мраморов, сланцев и кварцитов появляются серые мелкозернистые слюдистые кварцевые песчаники и светло-кремовые мелкозернистые слюдистые аркозовые песчаники, образующие прослой до нескольких метров мощностью.

Мощность верхней части немурюганской свиты, считая и предыдущую пачку, достигает 600—700 м.

Общая мощность немурюганской свиты в бассейне р. Крестовой достигает 800—1000 м. С запада немурюганская свита везде ограничена надвигом. Поэтому приведенная цифра характеризует неполную мощность свиты. Разрез свиты в бассейне р. Крестовой наиболее полон по мощности. К северу и к югу надвиг, по-видимому, срезает нижние части разреза, выходящие в разрезе бассейна р. Крестовой.

В верховьях р. Б. Харбей (Ханмейская синклинальная зона) разрез немурюганской свиты существенно отличается от разреза Лонготюганской антиклинали. Наряду с метаморфизованными алевритовыми и пелитовыми сланцами, мраморами и кварцитами здесь появляются кислые вулканогенные образования (кварцевые порфиры, альбитофиры, фельзиты и их туфы) и отдельные прослои туфоконгломератов. Вулканогенные породы обычно слагают пачки мощностью до 200 м и более среди сланцев, кварцитов и мраморов. Обычно эти пачки представляют собой переслаивание рассланцованных туфов кварцевых порфиров (или порфириидов) и апоалевролитопелитовых сланцев, обогащенных туфовым материалом. Кроме того, среди сланцев появляются отдельные пачки черных графитосодержащих разностей.

Туфы представляют собой серые, серо-зеленые и зеленые сланцы эпидото-кварц-альбито-хлоритового состава, в которых обычно макроскопически невозможно определить первичную породу. Лишь редко можно наблюдать обломочное строение.

Кварцевые порфиры светло-серые, иногда с зеленоватым и желтоватым оттенком, порфировые породы с вкрапленниками кварца и полевого шпата обычно сильно рассланцованные и превращенные в порфирииды. В рассланцованных разностях порфировая структура нередко полностью утрачена.

Туфоконгломераты образуют маломощные линзы, приуроченные к основанию пачек кислых эффузивов, или содержатся внутри этих пачек. Галька конгломератов, нередко плохо сортированная и угловатая, представлена в основном породами свиты, сцементированными туфами кислого состава. Размер галек от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

Полосчатые и неполосчатые парасланцы, встречающиеся среди вулканогенных пород, обычно имеют кварцево-альбито-серицито-хлоритовый состав, иногда с примесью эпидота. По сравнению с апоалевролитовыми и пелитовыми сланцами Лонготюганской антиклинали они сильно обогащены хлоритом, что придает им зеленую окраску. Видимо, первоначальные осадочные породы, по которым образовались сланцы, были

заметно обогащены туфогенными материалами, т. е. представляли собой туффиты.

Приведем подробный разрез немурюганской свиты водораздела рек Б. Харбей и Б. Пайпудына.

От руч. Дорожного (непосредственно западнее верховьев р. Б. Харбей), на его водоразделе со следующим к югу ручьем (руч. Карский), обнажаются самые низы немурюганской свиты. С запада отложения этой свиты ограничены разломом. На склоне гряды, являющейся водоразделом указанных выше ручьев, в виде развалов плитчатых глыб выходят светло-серые хлорито-серицитовые и кварц-хлорито-серицитовые (апоалевролитовые) полосчатые сланцы, содержащие многочисленные тонкие пропластки серых сливных кварцитов. Мощность этой пачки неясна. Восточнее они сменяются белыми сливными кварцитами, образующими пласт мощностью до 3 м.

Непосредственно на кварцитах залегает слой туфоконгломератов, состоящих в основном из плохо сортированных и угловатых галек подстилающих кварцитов, размером от нескольких миллиметров до 8 см, сцементированных серым туфом кварцевого порфира. Мощность — 5 м. Выше по разрезу (выше по склону) туфоконгломераты сменяются менее грубыми зеленовато-серыми туфами кварцевых порфиров с макроскопически видимыми обломочками кварца. Слой туфов прослеживается по простираанию на юг и выходит в бортах руч. Карского, непосредственно восточнее зоны разлома, ограничивающего с запада отложения немурюганской свиты.

Далее вверх по разрезу (вверх по руч. Карскому) выходят:

Мощность, м

1. Туфы кварцевых порфиров, зеленовато-серые и серо-зеленые, сильно рассланцованные, местами превращенные в эпидото-кварц-альбито-хлоритовые сланцы. Рассланцевание особенно сильно в западной, приразломной части, где они приобретают полосчатую текстуру за счет тонких примазков рудного минерала (гематита?)	150
2. Метаморфизованные пелитовые (реже алевролитовые) сланцы кварцево-серицитового состава с отдельными прослоями существенно хлоритовых (по туфам?) сланцев и мраморов:	
а. Кварцево-серицитовые сланцы, серые и темно-серые	10
б. Сланцы черные, кварцево-серицитовые с графитоидным веществом	15
в. Сланцы серовато-зеленые, альбито-кварц-хлорито-серицитовые, тонкозернистые (апопелитовые). Среди них — прослои серых кварцево-серицитовых сланцев	до 70
г. Темно-серый мелкозернистый мрамор	0,5
Не обнажено	10
д. Сланцы светло-зеленые, полосчатые, серицито-хлорито-альбитово-кварцевые (апоалевролитовые)	25
е. Сланцы черные, содержащие графитоидное вещество, пересланяющиеся с серыми сланцами	60

Подобного типа пересланевание продолжается далее вверх по ручью. В верхней части разреза пачки выходит пласт зеленых альбито-хлоритовых сланцев, возможно образовавшихся за счет вулканогенных пород. Мощность пласта до 50 м.

Общая мощность пачки

до 400—450

3. Метаморфизованные туфы и лавы кварцевых порфиров, с отдельными прослоями апоалевролитовых и пелитовых сланцев и туфоконгломератов.

а. Рассланцованные зеленовато-серые туфы, пересланяющиеся с пластами светло-желтых рассланцованных кварцевых порфиров	15
Не обнажено	5
б. Светло-зеленые рассланцованные кварцевые порфиры	0,3
Не обнажено	0,5
в. Светлые кварцевые порфиры	0,5
г. Серо-зеленые плотные туфы	1,5
Не обнажено	1

д. Серо-зеленые и светлые, почти белые кварцевые порфиры, метастаи сильно рассланцованные	6
е. Серые туфы	0,5
ж. Белые плотные кварцевые порфиры	2
з. Светло-серые рассланцованные туфы	20
Не обнажено	1,5
и. Туфоконгломераты с окатанной галькой светлых кварцитов	2
Не обнажено	0,5
к. Кварц-альбито-хлоритовые сланцы (апоуфовые?), серо-зеленые, тонкополосчатые	7

Подобного типа переслаивание пород продолжается далее вверх по ручью. В верхней части разреза пачки встречен слой темно-серых тонкополосчатых кварц-серицитовых сланцев, мощностью до 10 м.

Общая мощность пачки до 100

4. Частое переслаивание сланцев и мраморов. Ниже приводится послышное описание этой пачки.

а. Мраморы светло-серые, тонкозернистые, переслаиваются с серо-зелеными мягкими серицито-хлоритовыми сланцами. Мощность прослоев тех и других 0,2—0,7 м. Мощность слоя	10
б. Сланцы зеленые серицито-хлоритовые, мягкие	0,5
в. Мраморы серые, крупнозернистые	20
Не обнажено	3
г. Сланцы темно-серые, мягкие	3
д. Мраморы светло-серые	15

Общая мощность пачки до 80

5. Переслаивание сланцев, кварцитов и мраморов.

а. Серо-зеленые кварц-серицито-хлоритовые сланцы, переслаивающиеся со светлыми кварцитами. Мощность прослоев тех и других от 0,2 до 0,5 м	10—12
б. Мраморы серые	0,5
в. Кварциты белые	1
г. Сланцы зеленые, мягкие	0,5
д. Мраморы светло-серые	0,5
е. Кварциты белые	1

В верхней части пачки появляются более мощные слои сланцев (до 8—12 м мощностью), и их роль возрастает в сравнении с мраморами и кварцитами. К верхам разреза заметно уменьшается количество прослоев мраморов. Общая мощность пачки 100—120

Выше по разрезу коренные обнажения отсутствуют. Судя по развалам и отдельным выходам, здесь обнажены в основном кварцево-альбито-хлоритовые и серицито-альбито-кварцевые полосчатые (апоалевролитовые) сланцы, которые следует относить к вышележащей няровейской свите. Общая видимая мощность немурюганской свиты в приведенном разрезе не превышает 900 м.

Как видно из приведенного описания разреза, в отличие от Лонготюганской антиклинали, для северо-западного центрального замыкания Ханмейской синклинальной зоны характерно появление большого количества вулканогенных пород (в основном кислого состава) и темных апоалевритопелитовых сланцев, содержащих графитондое вещество.

Южнее, в пределах Собской антиклинали, отложения немурюганской свиты почти нигде не выходят на дневную поверхность. На водоразделе р. Номь-Резь-Рузь и р. Б. Ханмей в ядре антиклинали выходят породы, которые, видимо, являются стратиграфическими аналогами самых верхов немурюганской свиты. Они представлены обычно светлыми зеленовато-серыми и белыми с розоватым или зеленым оттенком мелко- и среднезернистыми слюдяно-полевошпатово-кварцевыми и слюдяными кварцитовыми (апопсаммитовыми) породами. Слюды (мусковит, серицит и реже хлорит) располагаются в них по более или менее отчетливо выраженной сланцеватости.

Исходные породы, по-видимому, представляли собой средне- и мелкозернистые аркозовые и кварцевые полимиктовые песчаники. Среди слюдяно-полевошпатово-кварцевых и кварцитовых пород встречаются

пачки и прослои более тонкозернистых сланцев того же состава, обычно четкополосчатых, видимо, развившихся за счет алевролитов и глинистых сланцев. В верховьях правых притоков р. Б. Ханмей отмечены серые и зеленовато-серые известковистые слюдяные сланцы и серые полосчатые мраморы.

Известковистые слюдяные сланцы образуют прослои мощностью до 10—15 м среди апоесчаниковых и апоалевролитовых сланцев. Мраморы слагают небольшие линзы мощностью до 25—30 м, прослеживающиеся на 100—150 м по простиранию. Обычно вблизи таких линз мраморов количество прослоев известковистых слюдяных сланцев увеличивается. Основная часть свиты сложена апоесчаниковыми сланцами, а остальные породы (апоалевролитовые, пелитовые, известковистые сланцы и мраморы) встречаются довольно редко.

Немурюганская свита выходит локально и приурочена к плохо обнаженной части водораздела руч. Номь-Резь-Рузь и р. Б. Ханмей. На геологической карте не удалось выделить поля ее распространения, и она была объединена с нижней подсвитой няровейской свиты.

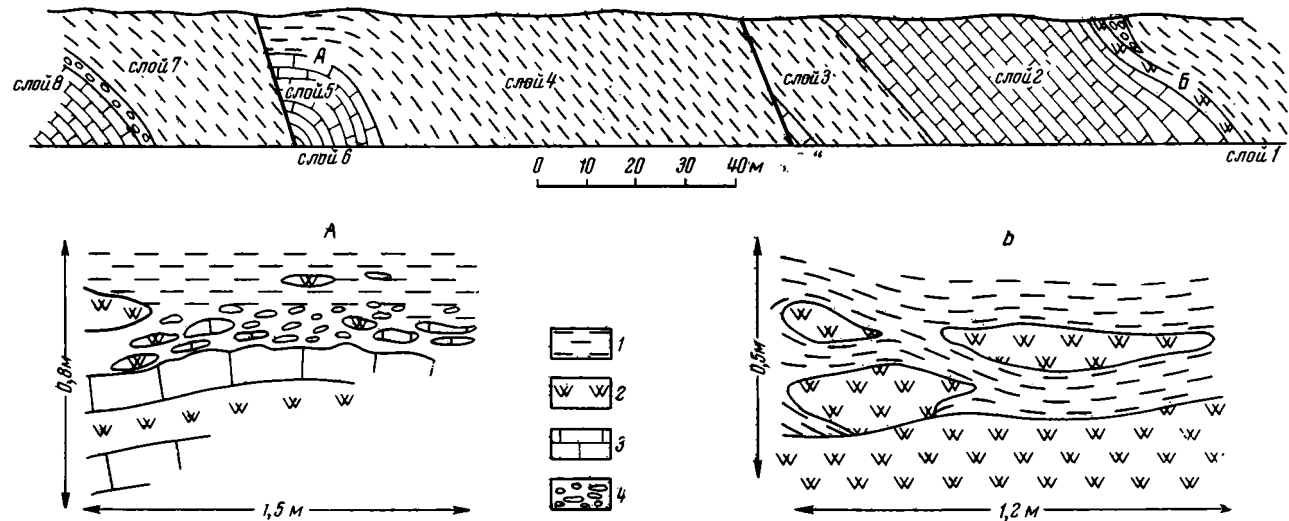
Судя по имеющимся скудным данным, немурюганская свита в пределах Собской антиклинали отличается от той же свиты в районе верховьев р. Б. Харбей (Ханмейская синклинальная зона) отсутствием вулканогенных пород и в этом отношении сходна с одновозрастными отложениями Лонготюганской антиклинали. Некоторые отличия от разреза Лонготюганской антиклинали заключаются в меньшем количестве мраморов и несколько большем значении апоесчаниковых сланцев и слюдяно-полевошпатово-кварцевых и кварцитовых пород в составе немурюганской свиты Собской антиклинали.

В целом для немурюганской свиты можно наметить два типа разреза. Первый тип, для которого характерны почти исключительно осадочные породы, развит в пределах Лонготюганской и, видимо, Собской антиклиналей. Второй тип разреза, где наряду с осадочными отложениями появляются кислые эффузивы, приурочен к северо-западному центральному замыканию Ханмейской синклинальной зоны (район верхнего течения р. Б. Харбей).

Особый интерес представляют собой самые верхние части немурюганской свиты и ее контакт с вышележащей няровейской свитой. Этот вопрос имеет весьма существенное значение, так как многие исследователи Полярного Урала (М. Е. Раабен, В. Я. Устинов, А. В. Цымбалюк, Г. П. Софронов, Н. И. Попович, К. И. Прохорова и др.) считали, что породы немурюганской свиты находятся в запрокинутом залегании, стратиграфически выше няровейской свиты.

Наиболее хорошо граница немурюганской и няровейской свит обнажена в среднем течении руч. Мраморный, левого притока р. Немур-Юган, в его верховьях (Лонготюганская антиклиналь). Контакт вскрывается в русле ручья и по его левому крутому склону, в 2 км выше устья ручья (фиг. 6). Низы няровейской свиты представлены здесь мягкими зелеными альбитово-мусковито-хлоритовыми сланцами с эпидотом, по видимому, аповулканогенными. Здесь обнажаются:

1. Сланцы няровейской свиты вверх по руч. Мраморный контактируют с серыми сливными кварцитами неясного генезиса, относящимися уже к немурюганской свите. На расстоянии 10—15 м выше контакта по разрезу, в сланцах няровейской свиты наблюдаются глыбы серых кварцитов и светлых мраморов неправильной формы, вытянутые по простиранию и достигающие 0,5 м в длину и 15—20 см в толщину. Глыбы как бы «закатаны» среди сланцев. Сланцеватость последних огибают некомпетентные куски кварцитов и мраморов. Контакт сланцев няровейской свиты с кварцитами немурюганской свиты очень резкий. Сланцы у контакта несколько осветлены. Выше по склону вдоль контакта сланцев и кварцитов



Фиг. 6. Разрез пограничных горизонтов немурюганской и няровейской свит в руч. Мраморный
 А — контакт мраморов и кварцитов со сланцами; Б — контакт сланцев и кварцитов на границе немурюганской и няровейской свит
 1 — сланцы; 2 — кварциты, 3 — мраморы; 4 — конгломераты

появляется линза тиллитоподобных конгломератов до 5 м мощностью. Конгломерат представлен крупными гальками, рассеянными в сланцеватом кварцево-серицито-хлоритовом цементе. Гальки очень сильно рассланцованы и растянуты. Размер галек достигает 20 см в длину при поперечнике в 3—5 см. В составе галек преобладают серый лейкократовый крупнозернистый, нередко аплитовидный гранит и кварцевый эпидозит. Линза этих конгломератов в самой верхней части склона лежит непосредственно на поверхности пласта кварцитов, а ниже по склону, в месте своего выклинивания, расположена уже целиком в сланцах.

Ниже по склону, там, где в контакте между кварцитами и сланцами отсутствует тиллитовидный конгломерат, сланцы, расположенные непосредственно над кварцитами, включают линзовидные глыбы светлых сливных кварцитов, похожих на подстилающие кварциты (см. фиг. 6, Б). Иногда в контакте с такой глыбой наблюдается вторичное окварцевание сланцев. Пласт кварцитов, венчающий немурюганскую свиту, достигает 2—3 м мощности.

2. Ниже по разрезу (выше по ручью) он сменяется белыми массивными мраморами; последние в контакте с описанным выше пластом кварцитов несколько окварцованы

30—35

3. Ниже по разрезу (выше по ручью) выходит пачка, представляющая собой переслаивание сланцев и мраморов такого типа:

- а. Известковистый песчаник серый среднезернистый, рассланцованный 3
- б. Мрамор белый, крупнокристаллический, массивный 2
- в. Сланец зеленовато-серый, серицито-альбито-кварцевый, известковистый, слабо пльчатый 8
- г. Мрамор белый, массивный 4

Слой «г» и частично слой «в» тектонически срезается небольшим крутым надвигом, вдоль которого наблюдается зона резкого рассланцевания и глинка трения. По этому надвигу породы слоя 3 надвинуты на породы слоя 4.

4. Сланцы зеленовато-серые серицито-хлорито-кварцевого состава, несколько известковистые. Сланцы содержат отдельные линзовидные глыбы, а также развальцованные и растянутые линзы светлых кварцитов и мраморов, достигающие 3—4 м в длину и нескольких десятков сантиметров мощности. Не исключено, что эти сланцы отвечают сланцам низов няровейской свиты

50—60

5. Ниже по разрезу сланцы по резкой границе сменяются белыми массивными мраморами, местами окварцованными и превращенными в кварцит. Граница между мраморами и сланцами резкая, неровная (см. фиг. 6, А). Непосредственно с мраморами контактируют очень сильно рассланцованные известковистые серицито-кварцевые гравелиты, превращенные в известковистые сланцы. Эти сланцы у самого контакта включают в себя многочисленные линзовидные глыбы и линзы серых кварцитов и светлых мраморов. Обычно эти включения очень вытянуты в одном направлении и соотношение их длины, ширины и высоты оценивается как 15:3:1. Ширина включений достигает 0,5—1 м. Нередко включения мраморов и кварцитов образуют очень неправильно и сложно изогнутые сложные мелкие складочки, ориентированные в разном направлении, сложные замкнутые складки и т. д. (фиг. 7, А). В других случаях это караваяобразные глыбы, сильно вытянутые в длину и ширину по сравнению с высотой (см. фиг. 7, Б) и достигающие 3 м в ширину. Помимо включений кварцитов и мраморов, здесь же встречаются отдельные обломки серых гранитов, также очень сильно развальцованных, растянутых и образующих узкие веретенообразные тела (соотношение длины, ширины и высоты 10:3:1). Обломки гранитов имеют толщину до 3—5 см 10

6. Мраморы подстилаются в свою очередь черными пачкающими графитоидно-кварцевыми известковистыми сланцами, переслаивающимися с черными мраморами, также обогащенными графитоидным веществом 3

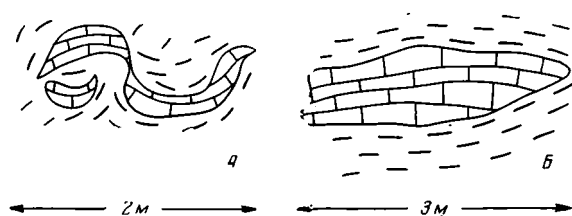
Далее вниз по разрезу (выше по ручью) проходит узкий ложок, шириной до 1,5—2 м, под которым возможно скрыт разлом.

7. Непосредственно выше ложка с предполагаемым разломом по ручью вновь выходят зеленовато-серые сланцы, серицито-хлорито-кварцевые и известковистые сланцы. Они содержат линзовидные включения мраморов и кварцитов

20—25

8. Сланцы подстилаются светлыми массивными мраморами. Контакт мраморов и сланцев не обнажен, но в 1—1,5 м выше контакта наблюдается пласт конгломератов, достигающих мощности 2—3 м. В отличие от описанных выше конгломератов, эти конгломераты в основном состоят из галек розовых и серых гранитов. Граниты биотит-мусковитовые, лейко-

кратовые, крупнозернистые, часто пегматоидные. Помимо гранитов, в гальке часто встречаются серые кварциты, эпидозиты и реже окварцованные мраморы. Галька обычно очень сильно вытянута и представляет собой веретенновидные образования с соотношением длины, ширины и высоты 10:2:1. Иногда в поперечном сечении они вытянуты слабее, чем в продольном. В некоторых случаях гальки вытянуты настолько, что напоминают разбужинированные жилы. Однако этому противоречит разный состав галек. Кроме того, в поперечном сечении гранитные гальки не обнаруживают никаких следов изменения к краям гальки, что имело бы место, если бы это были жильные образования. Цемент конгломератов представлен аркозовыми гравелитами, несколько известковистыми, превращенными в сланцы. Этот факт также свидетельствует о первичном обломочном происхождении породы.



Фиг. 7. Характер включений мраморов в сланцах

В приведенном разрезе трижды повторялась сходная картина. В основании толщи сланцев, перекрывающей мраморы, местами появляются конгломераты, а сами сланцы содержат глыбовые, линзовидные и изогнутые пластообразные включения подстилающих мраморов и кварцитов. Галька кварцитов, кроме того, встречается и в конгломератах. Можно полагать, что такая картина объясняется поднятием области питания, в результате чего в бассейн поступает некоторое количество обломочного материала и происходят интенсивные процессы подводных оползаний, с формированием подводных брекчий и местного подводного перемыва еще не сформировавшихся окончательно известковистых осадков. С этим, по-видимому, связано образование глыбовых и линзовидных включений мраморов в перекрывающих сланцах. Сложная, необычайно прихотливая складчатость сланцев без следов какой-либо ориентировки в направлении мелких складочек, выдавленные и закрытые складки и т. д., развивающиеся в пограничных с мраморами горизонтах сланцев, вероятно, связаны с подводнооползневыми процессами в илистых складках. Наличие обломков и включений подстилающих пород в вышележащих сланцах говорит о нормальном залегании рассматриваемой серии.

Трехкратное повторение контакта толщи сланцев с мраморами в разрезе руч. Мраморный не может быть окончательно понято без дополнительного детального картирования. Как видно из фиг. 6, повторение контакта можно трактовать как тектоническое строение разреза. Действительно, во всех случаях каждый контакт от другого отделен разломом или предполагаемым разломом. Если принять такую точку зрения, то граница между немурюганской и няровейской свитами представляется достаточно четкой и проводится по появлению обломочных брекчий и линз конгломератов типа внутрiformационных (в районе р. Крестовой по появлению аркозовых песчаников). Однако характер конгломератов и контакта сланцев с подстилающими породами не одинаков во всех трех случаях. В первом случае сланцы контактируют с кварцитами, во втором и третьем случаях — с мраморами. В первом случае в контакте отсутствуют гальки красных гранитов, во втором случае в контакте вообще отсутствует типично выраженный конгломерат, а в третьем случае в контакте конгломераты наиболее мощные и

содержат многочисленную гальку красных гранитов. Сланцы, перекрывающие мраморы, тоже не одинаковы во всех трех случаях. Если в первом случае это серицито-хлоритовые, возможно, аповулканогенные сланцы, то во втором и третьем случаях сланцы представлены серицито-кварцевыми разностями. Таким образом, вероятнее всего первичное многократное повторение внутриформационных обломочных пород на границе немурюганской и няровейской свит.

Своеобразные глыбовые и линзовидные включения мраморов и кварцитов в сланцах на границе немурюганской и няровейской свит и внутриформационные конгломераты отмечаются к северу и к югу от руч. Мраморного в пределах междуречья рек Лонготьеган и Хадата.

Южнее, в верхнем течении р. Б. Харбей, в немурюганской свите также неоднократно появляются линзы внутриформационных конгломератов. Обычно эти конгломераты приурочены к основанию пачек кислых эффузивов, залегающих на мраморах и кварцитах, с галькой последних в конгломератах. В. Н. Охотников отмечает в названном районе ряд мест, где появляются внутриформационные конгломераты. При этом, по его данным, везде фиксируется нормальное (не запрокинутое) залегание пород.

Во всех отмеченных случаях конгломераты имеют внутриформационный характер и няровейская свита залегает на немурюганской без размыва. Однако не исключено, что в некоторых местах на границе этих двух свит фиксируется перерыв в осадконакоплении. В частности, В. Н. Охотников отмечает, что в междуречье рек Хадата и Немур-Юган няровейская свита (в нашем понимании) с размывом залегает на отложениях немурюганской свиты. В основании няровейской свиты выделяется мощная линза базальных конгломератов, состоящих в основном из обломков подстилающих пород. Однако такие взаимоотношения, видимо, встречаются редко.

Няровейская свита (Rf — Pz_{1n}г)

Няровейская свита наиболее широко распространена в западной части Харбейского антиклинория. Породами этой свиты сложена почти вся Лонготюганская антиклиналь. В виде широкой полосы отложения няровейской свиты прослеживаются по западному борту Ханмейской синклинальной зоны и выходят в ядре Собской антиклинали. Еще южнее толщи, относимые к няровейской свите, обнажаются по западному борту Лемвинского синклинория на водоразделе бассейнов рек Харота и Хараматалоу.

Няровейская свита представлена метаморфизованными алевролитовыми и пелитовыми (слюдяно- и слюдисто-альбитово-кварцевыми, кварцево-слюдистыми) сланцами, графитоидсодержащими сланцами и метаморфизованными основными, средними и реже кислыми эффузивами и их туфами, а также происшедшими из них альбито-эпидото-актинолитовыми сланцами и порфироидами. Все перечисленные разности пород многократно переслаиваются, иногда образуя более или менее выдержанные толщи с преобладанием тех или иных разностей.

В целом отложения няровейской свиты можно разделить на две подсвиты; каждая из них образует более или менее самостоятельный цикл. Нижняя часть каждой подсвиты сложена вулканогенно-осадочными образованиями, с преобладанием в разных частях разреза тех или других. В верхах каждой подсвиты большое значение приобретают метаморфизованные глинистые, часто графитоидсодержащие сланцы. Наиболее подробно разрез няровейской свиты был изучен в бассейне верхнего течения р. Лонготьеган, в междуречье рек Немур-Юган и Лонготьеган, а также к северу и к югу от этого междуречья.

В бассейне верхнего течения р. Лонготъеган нижняя подсвета составляет неширокую полосу, протягивающуюся повсеместно к востоку от выходов пород немурюганской свиты. В окрестностях горы Лонготъеган-Тай-Кеу нижняя подсвета обнажается наиболее полно. Здесь подсвета отчетливо делится на три толщи, различающиеся по своему литологическому составу. Нижняя толща преимущественно сложена аповулканогенными сланцами. В средней толще преобладают осадочные апоалевролитовые и пелитовые сланцы, пересланяющиеся с пачками вулканогенных пород. Верхняя толща представлена метаморфизованными глинистыми и углисто-глинистыми сланцами.

Нижняя толща нижней няровейской подсветы преимущественно сложена метаморфизованными вулканитами основного состава, с небольшим количеством прослоев парасланцев. Вулканогенные разности представлены метадиабазами, метапорфиритами, метамандельштейнами и их туфами, а также произошедшими из них альбито-эпидото-актинолитовыми сланцами. По внешнему облику это темно-зеленые и зеленовато-серые тонко- и мелкозернистые породы, обычно в различной степени сланцеватые, реже массивные. В них нередко сохраняются следы порфировой, миндалекаменной и реже обломочной структуры, а также слоистой текстур туфов.

Помимо аповулканогенных зеленых сланцев основного состава, слагающих большую часть толщи, встречаются отдельные пласты серых или зеленовато-серых серицито-альбито-кварцевых сланцев и порфиroidов.

Осадочные породы нижней толщи представлены серыми и зеленовато-серыми серицито-хлорито-кварцевыми, кварцево-серицитовыми тонкозернистыми сланцами филлитовидного облика и серыми слюдястыми микрокварцитами.

В некоторых случаях сланцы становятся тонкополосчатыми из-за неравномерного распределения слюды. Иногда они приобретают черную окраску за счет примеси графитоидного вещества. Все эти сланцы, судя по составу, в основном возникли из кремнистых и кремнисто-глинистых пород. Некоторое обогащение хлоритом, видимо, связано с примесью туфогенного материала, первично такие разности могли отвечать по составу кремнистым туффитам. Наряду с отмеченными сланцами в составе толщи иногда появляются зеленовато-серые полосчатые серицито-хлорито-альбито-кварцевые апоалевролитовые сланцы, похожие на сланцы немурюганской свиты.

В районе горы Лонготъеган-Тай-Кеу не удается наблюдать непосредственный контакт пород няровейской и немурюганской свит. В 4 км юго-западнее породы няровейской свиты залегают почти горизонтально и расстояние между крайними выходами отложений няровейской и немурюганской свит не превышает 300 м. Учитывая очень пологое (с общим небольшим наклоном на восток) залегание пород в этом участке, можно предполагать, что мощность необнаженных пород няровейской свиты не превышает нескольких десятков метров. Судя по отдельным выходам, эта часть разреза сложена зелеными и голубовато-зелеными эпидото-хлорито-актинолитовыми сланцами с обильными мелкими идиоморфными кристалликами магнетита.

Залегающие выше породы обнажаются по правому притоку безымянного ручья, впадающего в р. Лонготъеган к западу от массива горы Лонготъеган-Тай-Кеу. Залегание пород здесь близко к горизонтальному и осложнено очень пологими (падение на крыльях до 5—8°) куполовидными структурами амплитудой в несколько метров. Здесь обнажаются:

1. В основании разрез сложен неправильно полосчатыми серо-зелеными апопорфиритовыми сланцами альбито-эпидото-актинолитовыми с хлоритом	5—6
2. Апопорфиритовые зеленые сланцы, сходные с описанными выше и сохранившие реликты миндалекаменной текстуры. Реликты миндалины заполнены эпидотом и хлоритом	3
3. Серые и зеленовато-серые серицит-хлорито-кварцевые сланцы. По-видимому, исходная порода представляла собой кремнистый сланец	0,7
4. Зеленые апопорфиритовые сланцы с миндалекаменной текстурой	2
5. Зеленые и темно-зеленые апопорфиритовые сланцы с неправильной полосчатой текстурой, сходные с породами слоя 1	2
6. Светло-серые и зеленовато-серые слюдисто-кварцево-полевошпатовые сланцы с реликтами порфировых вкрапленников кварца	1,5
7. Зеленый апопорфиритовый сланец с линзовидной полосчатостью	2
8. Серый серицит-кварцевый сланец	1
9. Светло-серый с зеленоватым оттенком апопорфиритовый кварцитовидный сланец	2
10. Зеленый апопорфиритовый сланец с реликтами миндалекаменной текстуры	7
11. Апопорфиритовый сланец зеленовато-серый, плотный, кварцитовидный, с видимыми реликтами порфировых вкрапленников кварца и полевого шпата	1,5
12. Зеленый апопорфиритовый сланец с миндалекаменной текстурой	2
13. Кварцит (апопорфиритовый?) темно-серый, мелкозернистый с небольшой примесью серицита и серицитизированного полевого шпата. Мощность в устье ручья	3
Общая мощность обнаженной части толщи превышает	30
Более высокие горизонты нижней толщи подсыты можно наблюдать вверх по другому безымянному ручью, в который впадает ручей с описанным выше разрезом. На протяжении 300 м выше по ручью от выхода слоя 13 описанного выше разреза (слой 13 выходит у слияния указанных двух ручьев) наблюдаются отдельные выходы аповулканогенных сланцев, по-видимому, отвечающих верхним слоям рассмотренного выше разреза. Далее вверх по разрезу выходят следующие породы:	
14. Ярко-зеленые альбито-эпидото-хлоритовые сланцы, по-видимому, представляющие собой метаморфизованные туфы основного состава	1,5
15. Апопорфиритовый сланец зеленовато-серый, линзовидно полосчатый	3
16. Зеленый хлоритовый сланец	2
17. Апопорфиритовый сланец	4
18. Зеленый хлоритовый сланец	3
19. Апопорфиритовый сланец	3,5
Выше по ручью обнажается секущая дайка метаморфизованных габбро-диабазов мощностью до 50—70 м.	
Еще выше по разрезу (вверх по ручью) вновь выходят породы нижней толщи.	
20. Апопорфиритовый сланец зеленовато-серый, полосчатый	1
21. Сланец серый серицит-кварцевый, тонкозернистый	0,5
22. Апопорфиритовый сланец	0,5
23. Сланец серый и серовато-зеленый, серицит-хлорито-кварцевый, тонкозернистый	5
24. Апопорфиритовый сланец	1
25. Серый микрокварцитовый сланец с серицитом, очень тонкозернистый, филлитовидного облика. Сланец, видимо, образовался по кремнисто-глинистым сланцам	1
26. Темный, зеленовато-серый до зеленовато-черного, отчетливо полосчатый сланец серицит-хлорито-кварцевого состава, очень тонкозернистый, с полосчатым распределением хлорита и небольшой примесью магнетита. Сланец, возможно, образовался за счет кремнистых туффов	1
27. Мрамор серый массивный	1
28. Серый серицит-микрокварцитовый сланец	0,4
29. Черный содержащий графитоидное вещество серицит-кварцевый апоалевролитовый сланец	0,7
30. Темный серицит-хлорито-кварцевый сланец	0,5
31. Апопорфиритовый сланец	0,5

Выше по ручью выступают серпентиниты, выше которых наблюдаются породы средней толщи нижней няровейской подсыты.

Как видно из приведенного разреза, в верхней части нижней толщи среди вулканогенных пород постепенно появляется большое количество

кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, кремнистых туффитов, нижняя, существенно вулканогенная толща сменяется средней глинисто-сланцевой толщей нижней няровейской подсвиты с подчиненным количеством эффузивов. Общая мощность нижней толщи не превышает в данном разрезе 100 м.

Средняя толща нижней подсвиты в подавляющей своей части состоит из парасланцев. Преимущественно это серовато-зеленые и зеленовато-серые серицито-кварцевые, кварцево-серицитовые и серицито-хлорито-альбито-кварцевые тонкозернистые и мелкозернистые апоалевролитовые и пелитовые сланцы, обычно четкополосчатые за счет большего или меньшего содержания хлорита и серицита. Среди апоалевролитовых сланцев встречаются прослои мелкозернистых кварцитов и зеленых аповулканогенных сланцев.

Средняя толща в районе горы Лонготъеган-Тай-Кеу обнажена очень плохо, так что составить общий разрез этой толщи не представляется возможным. Наиболее полно эта толща обнажена к югу от гранитного массива на невысоких сопках левобережья р. Лонготъеган. Однако и здесь отсутствуют сплошные обнажения и строение толщи может быть установлено только в самых общих чертах. Приводимый ниже разрез расположен в 400 м к востоку от верхней границы нижней толщи описанного раньше разреза. Необнаженный участок засыпан россыпью щебенки зеленовато-серых тонкополосчатых и мелкоплойчатых серицито-альбито-кварцевых сланцев. Мощность этой части разреза оценить очень трудно. Расположенные западнее верхи нижней толщи залегают почти горизонтально с общим небольшим (5—10°) падением на восток. Выходы пород, расположенные к востоку от необнаженной части, падают на северо-восток под углом 15—20°. Таким образом, мощность необнаженной части разреза, видимо, не превышает 70 м. Однако, как будет показано ниже, вероятнее всего эта мощность сильно завышена.

Выше по разрезу наблюдается следующая последовательность пород:

	Мощность, м
1. Сланцы зеленовато-серые, тонкополосчатые, хлорито-серицито-альбито-кварцевые и кварцево-хлорито-серицитового состава, тонкозернистые (апоалевролитопелитовые)	5
Не обнажено	3
2. Частое переслаивание сланцев типа сланцев слоя 1 с маломощными прослоями серого серицитсодержащего тонкозернистого кварцитового сланца. Прослои кварцитовых сланцев не превышают по мощности 5—7 см (обычно 3—5 см). Разделяющие их прослои апоалевролитопелитового сланца достигают 20—30 см. Общая мощность слоя	3
Не обнажено	5
3. Серовато-зеленые и зеленовато-серые хлорито-серицито-альбито-кварцевые мелкозернистые тонкополосчатые плейчатые сланцы (апоалевролитовые)	1
4. Светло-серые мелкозернистые кварциты с примесью серицита и резе хлорита	1,8
5. Зеленовато-серые тонкополосчатые апоалевролитовые сланцы с редкими пропластками (до 3—5 см) серых тонкозернистых серицито-кварцитовых сланцев	1,5
Не обнажено	10
В высыпках щебенка серовато-зеленых тонкополосчатых апоалевролитовых сланцев типа сланцев слоя 1.	
6. Зеленые среднезернистые эпидото-альбито-амфиболовые аподиабазовые сланцы с реликтами диабазовой структуры. Возможно, возникли за счет метаморфизма согласного тела диабазов	1,5
Не обнажено	15—20
В россыпи щебенка тонкополосчатых апоалевролитовых сланцев.	
7. Зеленовато-серые и серовато-зеленые хлорито-серицито-альбито-кварцевые тонкополосчатые сланцы, сходные со сланцами слоя 1	2
8. Зеленые хлорито-эпидото-альбитовые аповулканогенные сланцы с реликтами порфировых выделений амфибола, почти нацело замещенных хлоритом	14

Не обнажено
9. Зеленовато-серые мелкозернистые (апоалевролитовые) серицито-хлорито-альбито-кварцевые тонкополосчатые сланцы 2

Выше по разрезу обнаженность становится очень плохой, но, судя по высыпкам и отдельным выходам, толща в основном сложена зеленовато-серыми тонкополосчатыми метаморфизованными алевролитовыми и пелитовыми сланцами. Мощность обнаженной части разреза средней толщи 70—80

Судя по отдельным обнажениям и высыпкам в поле развития пород средней толщи, она в основном сложена однообразными парасланцами, среди которых иногда появляются темные разности, содержащие графитоидное вещество. Вулканогенные породы в составе толщи резко подчинены осадочным. Мощность средней толщи установить крайне трудно. В окрестностях горы Лонготъеган-Тай-Кеу породы толщи имеют углы падения от 10—15 до 30—35°, а ширина выхода пород толщи достигает 1,8—2 км. Однако простирания здесь очень изменчивы, что связано как с дополнительными мелкими деформациями и разломами, так и со сложными более крупными тектоническими формами типа наклонных продольных и поперечных флексур. Все это заставляет предполагать, что мощность толщи здесь очень невелика. В более северном районе, на левобережье р. Немур-Юган, по одному из левых притоков руч. Мраморного (левый приток р. Немур-Юган) мощность средней и верхней толщи (в этом разрезе не отделенных друг от друга) не превышает 300—400 м. Все это заставляет предполагать, что мощность средней толщи нижней подсвиты няровейской свиты не превышает 300—400 м.

Верхняя толща нижней подсвиты, так же как и средняя, обычно сложена тонкими парасланцами, но здесь преобладают сланцы серого, стально-серого и черного цвета, серицито-альбито-кварцевого, графитоидно-кварцево-серицитового состава. Сланцы по внешнему облику напоминают филлиты, для них характерны гладкие шелковистые поверхности сланцеватости. Темные разности, содержащие графитоидное вещество, часто обнаруживают тонкоплитчатую отдельность. Наряду с неполосчатыми сланцами встречаются полосчатые разности, в которых чередуются тонкие, более темные микрослоечки (до 1—2 мм) существенно серицитового или серицито-графитоидного состава со светлыми тонкими (до 1—1,5 мм) слоечками кварцевого или альбито-кварцевого состава. По-видимому, сланцы верхней толщи в основном произошли за счет глинистых и углисто-глинистых пород. Среди сланцев встречаются отдельные пласты серых мелкозернистых мраморов.

Верхняя толща, так же как и средняя толща, обнажена плохо, в связи с чем более или менее полные разрезы верхней толщи в районе горы Лонготъеган-Тай-Кеу отсутствуют.

На левобережье р. Лонготъеган, в ручье, расположенном к западу от горы Лонготъеган-Тай-Кеу, выходят на поверхность сланцы верхней толщи. Однако ручей прорезает сланцы почти по простиранию пород, вскрывая очень незначительную по мощности пачку. Здесь обнажаются:

- | | |
|---|--------------------|
| 1. Непосредственно выше зеленовато-серых тонкополосчатых и пльчатых метаморфизованных апоалевролитопелитовых сланцев средней толщи, отделяясь от них необнаженным участком в 3 м, выходят стально-серые тонкозернистые альбито-кварцево-серицитовые сланцы (филлиты), сохраняющие облик глинистых сланцев * | Мощность, м
1,5 |
| 2. Темно-серые, до черных, тонкозернистые тонкополосчатые метаморфизованные глинистые сланцы кварцево-серицитового и графитоидно-серицито-кварцевого состава | 0,7- |

* Под микроскопом породы, имеющие облик глинистых, углисто-глинистых сланцев и филлитов, как правило, сильно перекристаллизованы и должны быть отнесены к микрокристаллическим слюдяным сланцам или микросланцам альбито-кварцево-серицитового состава. Реликты алевритовой и пелитовой структур встречаются в них очень редко.

Не обнажено	
3. Черные тонкозернистые плитчатые графитоидно-серицито-кварцевые сланцы	1,3
Не обнажено	1
4. Стально-серые плитчатые кварцево-серицитовые сланцы	2
Общая мощность разреза не превышает	10—15

Выше по этому ручью выходят серые метаморфизованные глинистые сланцы, а также более темные, почти черные, разности тех же сланцев, содержащих графитоидное вещество.

В верховьях безымянного правого притока р. Немур-Юган, на северо-восточном склоне горы Лонготъеган-Тай-Кеу, к северу от описанного выше разреза обнажается самая верхняя часть верхней толщи нижней няровейской подсвиты и ее переход к породам верхней няровейской подсвиты. Водораздельный промежуток между этими двумя разрезами не обнажен. Высыпка представлена плитчатой щебенкой стально-серых и черных метаморфизованных глинистых и углисто-глинистых сланцев.

Среди них встречена редкая щебенка серых рассланцованных мраморов.

В самых верховьях ручья выходят стально-серые и зеленовато-серые серицито-альбито-кварцевые и серицито-хлорито-альбито-кварцевые тонкополосчатые сланцы, несколько пloyчатые. Эти сланцы, возможно, относятся еще к средней толще или соответствуют самой границе средней и верхней толщ нижней няровейской подсвиты.

Выше по разрезу, после закрытого промежутка в 300—400 м, снизу вверх по разрезу обнажаются:

	Мощность, м
1. Сильно рассланцованные гранито-гнейсы. Видимая мощность	100
Не обнажено	15
2. Сланцы серые и стально-серые, имеющие облик глинистых сланцев, полосчатые	20
3. Зеленовато-серые тонкозернистые полосчатые серицито-хлорито-альбито-кварцевые сланцы	15—20
4. Зеленые эпидото-альбито-хлорито-амфиболовые среднезернистые аподиабазовые сланцы	15
5. Гранито-гнейсы	50
6. Зеленые аподиабазовые сланцы, эпидото-альбито-амфиболовые	5
7. Серые сланцы кварцево-серицитового и серицито-альбито-кварцевого состава (перекристаллизованные филлиты)	10
8. Зеленые ортосланцы	35—40
9. Стально-серые сланцы филлитовидного облика	40

Вышележащие метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы, залегающие совершенно согласно, отнесены нами к верхней няровейской подсвите.

Как видно из приведенного разреза, верхняя часть верхней толщи отличается от нижней большим количеством аподиабазовых сланцев. Аподиабазовые сланцы часто крупнозернистые, намечаются переходы к метаморфизованным габбро-диабазам. Поэтому весьма вероятно, что бо́льшая часть зеленых ортосланцев имеет гипабиссальное происхождение. Косвенно на это указывает быстрое исчезновение аподиабазовых пород по простиранию. Так, уже в 5—6 км севернее описанного разреза в левом притоке руч. Мраморного аподиабазовые тела в составе средней и верхней толщ нижней няровейской подсвиты отсутствуют. В 8—10 км к югу от района горы Лонготъеган-Тай-Кеу, на правобережье р. Лонготъеган аналоги верхней толщи также не содержат аподиабазовых пород. Район междуречья рек Лонготъеган и Немур-Юган и бассейна р. Немур-Юган вообще очень богат согласными и реже секущими телами метаморфизованных диабазов и габбро-диабазов.

Мощность обнаженной части верхней толщи нижней няровейской подсвиты в описанном разрезе не превышает 250—300 м, включая сюда

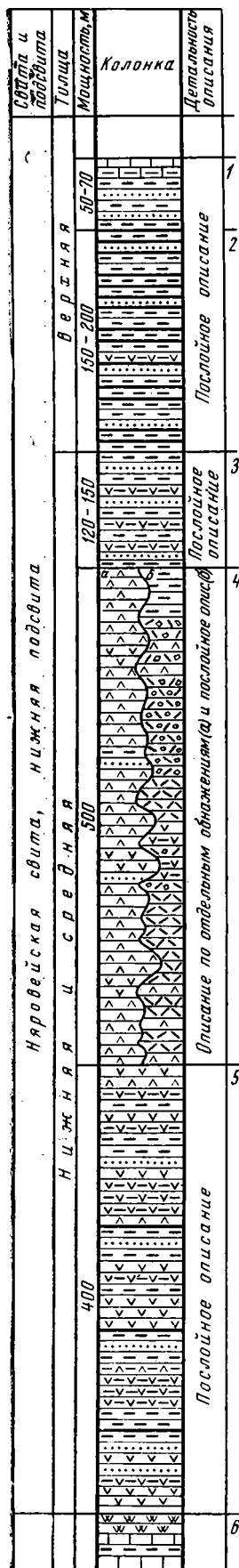
согласные тела гранито-гнейсов (почти 50% видимого разреза) и согласные тела аподиабазовых сланцев (почти 20% видимого разреза). Вниз по разрезу верхняя толща должна надстроиться разрезом не менее 100 м по мощности и ее полная мощность будет достигать 350—400 м. Однако эта цифра кажется завышенной за счет мелких дислокаций и внедрения тел диабазов. Выше указывалось, что севернее, на левом притоке руч. Мраморного, суммарная мощность средней и верхней толщ не превышает 400 м. Такое резкое увеличение мощности к району горы Лонготъеган-Тай-Кеу на сравнительно небольшом расстоянии и без резкого изменения литологического состава маловероятно, поэтому мощность верхней толщи, по-видимому, не превышает 100—200 м. Суммарная мощность нижней няровейской подсвиты, по-видимому, достигает 500—700 м.

Разделение нижней подсвиты на три толщи удалось провести только для района горы Лонготъеган-Тай-Кеу. В других местах Лонготюганской антиклинали отдельные толщи не откартированы. Однако и в этих местах обычно низы подсвиты содержат большое количество зеленых аповулканогенных сланцев, которые выше по разрезу сменяются метаморфизованными алевролитовыми и пелитовыми сланцами. Почти повсеместно в верхах подсвиты появляются метаморфизованные темно-серые глинистые и черные углисто-глинистые (графитоидные) сланцы, характерные для верхней толщи района горы Лонготъеган-Тай-Кеу. Эти сланцы являются прекрасным маркирующим горизонтом, позволяющим определять верхнюю границу подсвиты. Последнее обстоятельство оказывается тем более важным, что верхняя няровейская подсвита иногда сложена зеленовато-серыми апоалевролитовыми сланцами, которые легко могут быть спутаны со сланцами нижней няровейской подсвиты. Тогда массовое появление серых и черных метаморфизованных глинистых сланцев верхней толщи нижней няровейской подсвиты облегчает проведение геологической границы. При этом, правда, следует учитывать, что темно-серые глинистые или апоалевролитовые сланцы иногда появляются и в породах средней толщи нижней няровейской подсвиты. Однако в этих случаях они обычно имеют очень небольшую мощность и образуют только отдельные прослои среди зеленовато-серых сланцев средней толщи.

Серые и черные глинистые и углисто-глинистые сланцы верхней толщи образуют очень выдержанный маркирующий горизонт, который прослежен на большом расстоянии от бассейна р. Немур-Юган до бассейна р. Собь. Остальные толщи нижней и верхней няровейской подсвиты обычно отличаются большой фациальной изменчивостью. Все эти обстоятельства позволили Ю. Е. Молдаванцеву, С. Г. Караченцеву и автору именно эту толщу считать верхней границей нижней няровейской подсвиты.

В пределах Лонготюганской антиклинали не удалось выявить значительное изменение фаций нижней няровейской подсвиты. Однако некоторая изменчивость, несомненно, существует. Например, севернее, в бассейне р. Немур-Юган, особенно в бассейне руч. Мраморного и его притоков, зеленые аповулканогенные сланцы распространены во всем разрезе подсвиты (исключая ее верхнюю часть, отвечающую, по-видимому, верхней толще). Это обстоятельство при малом количестве наблюдений не позволяет провести границу между нижней и средней толщами подсвиты. В этом же направлении исчезают пачки метаморфизованных кислых эффузивов, характерные для нижней толщи района горы Лонготъеган-Тай-Кеу, и вулканогенные породы нижней няровейской подсвиты представлены только основными разностями.

К югу от Лонготюганской антиклинали на участке северо-западного центрoклинального замыкания в Ханмейской синклинальной зоне (вер-



ховья р. Б. Харбей) литологический состав нижней няровейской подсвиты существенно меняется (фиг. 8). Метаморфизованные алевролитовые и пелитовые сланцы приобретают зеленую окраску за счет заметного обогащения хлоритом. Возможно, это связано с некоторой примесью туфогенного материала в сланцах. Значительно увеличивается количество зеленых ортосланцев (апопорфиритовых и аподиабазовых) и порфиритоидов.

В отличие от Лонготюганской антиклинали, в верховьях р. Б. Харбей широким развитием пользуются кислые вулканы. Они нередко слагают мощные (до нескольких сотен метров) линзы, состоящие из зеленовато-серых и темных метаморфизованных кварцевых порфиров, фельзитов, их туфов, переслаивающихся с туфоконгломератами и туфобрекчиями. Кварцевые порфиры и их туфы сходны с аналогичными породами немурюганской свиты, также развитыми в верховьях р. Б. Харбей. Отличие заключается в частом появлении темноокрашенных (за счет распыленного гематита) разностей.

Туфоконгломераты и туфобрекчии имеют темно-серую и темно-зеленую окраску. Обломки (окатанные и угловатые) плохо сортированы. Наиболее крупные обломки представлены кварцевыми порфиритами и их туфами. Среди мелких обломков, кроме того, появляются: кварц, кварциты, кварц-альбито-серицитовые сланцы.

КРАТКОЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

1. Зеленовато-серые апоалевролитовые и апопелитовые сланцы кварц-альбит серицитового состава. В верхах — пласт мраморов и известковистых сланцев.
2. Черные графитосодержащие апопелитовые сланцы кварц-альбит-серицитового состава. Отдельные прослои апоалевролитовых сланцев и вулканогенных сланцев основного состава.
3. Переслаивание серо-зеленых полосчатых апоалевролитовых и апопелитовых сланцев и зеленых вулканогенных сланцев основного состава.
4. а — Однообразные плотные серые и зеленовато-серые фельзиты, переходящие в сланцы того же состава. Отдельные прослои зеленых вулканогенных сланцев, апоалевролитовых и апопелитовых сланцев. б — Переслаивание серых и зеленовато-серых туфов, кварцевых порфиров, туфоконгломератов и туфобрекчий. Прослои светлых кварцевых порфиров и порфиритов и зеленых (апопорфиритовых) сланцев.
5. Переслаивание зеленых вулканогенных сланцев основного состава, порфиритоидов, порфирондов, зеленовато-серых и темно-серых апоалевролитовых сланцев (иногда графитосодержащих). Осадочные породы резко подчинены вулканогенным.
6. Частое переслаивание кварцитов, мраморов, апопелитовых сланцев.

Фиг. 8. Стратиграфическая колонка нижней подсвиты няровейской свиты в бассейне р. Харбей (Харбейский район)

Линзы кварцевых порфиров и их туфов по простираению быстро выклиниваются, переходя в мощную толщу однообразных тонкозернистых фельзитов. Фельзиты макроскопически серые, желтовато-серые, массивные или рассланцованные. В редких случаях в них наблюдаются мелкие порфировые вкрапленники кварца и полевого шпата. В рассланцованных разностях можно найти все переходы от фельзитов к сланцам серицито-кварцево-альбитового состава.

Перечисленный комплекс пород стратиграфически отвечает, по-видимому, нижней и средней толщам нижней няровейской подсвиты Лонготюганской антиклинали. Суммарная мощность этих двух толщ достигает 800—900 м. В верхах подсвиты, соответствующих верхней толще, наряду с метаморфизованными алевролитами и пелитовыми сланцами, часто зелеными (обогащенными хлоритом), и вулканогенными сланцами появляются черные графитоидсодержащие сланцы и мраморы. Мощность верхней толщи достигает 300 м.

Разрез нижней няровейской подсвиты на участке северо-западного центриклинального замыкания Ханмейской синклинальной зоны изучался в основном по правобережью р. Харбей, в его верхнем течении. В этом разрезе нижняя часть подсвиты сложена темными метаморфизованными пелитовыми сланцами альбито-кварц-серицитового состава, иногда содержащими графитоидное вещество, тонкополосчатыми серо-зелеными апоалевролитовыми сланцами серицито-хлорито-альбито-кварцевого состава, зелеными эпидото-альбито-хлоритовыми аповулканогенными сланцами, порфиритоидами и светло-зелеными рассланцованными кварцевыми порфирами, их туфами и порфироидами. Все указанные породы часто переслаиваются между собой. При этом в разрезе отчетливо преобладают вулканогенные породы основного состава и продукты их метаморфизма.

Ниже приводится послойное описание части разреза нижней няровейской подсвиты:

	Мощность, м
1. Темно-зеленые, плотные, роговообманково-плагноклазовые порфиритоиды, часто хлоритизированные	7—8
2. Зеленые плагноклазо-эпидото-хлоритовые вулканогенные (апопорфиритовые?) сланцы	10—12
Не обнажено	8
3. Зеленые полосчатые сланцы, кварц-альбито-хлоритового состава	5—7
Не обнажено	3
4. Зеленые сильно рассланцованные порфиритоиды	10
Не обнажено	2
5. Тонкозернистые метаморфизованные пелитовые сланцы альбито-кварц-серицитового состава	15
6. Темно-серые апоалевролитовые сланцы альбито-кварц-серицитового состава с примесью графитоидного вещества	10
Не обнажено	15
7. Зеленые аповулканогенные сланцы плагноклазо-эпидото-хлоритового состава	25
8. Зеленовато-серые рассланцованные порфиритоиды, местами приобретающие полосчатое строение за счет неравномерного распределения хлорита	10
Не обнажено	15
9. Светло-зеленый рассланцованный порфиرويد с реликтами вкрапленников кварца и полевого шпата	2—3
10. Темные плотные метаморфизованные пелитовые сланцы, содержащие графитоидное вещество	5—7

Мощность нижней части разреза подсвиты, имеющей такое строение, оценить очень трудно. По-видимому, она не превышает нескольких сотен метров.

Выше по разрезу обнажается мощная пачка однообразных серых плотных фельзитов, иногда рассланцованных и превращенных в сланцы,

но обычно довольно массивных. Эта часть разреза обнажена сравнительно плохо. Среди фельзитов, составляющих преобладающую массу пород, встречаются отдельные пачки зеленовато-серых рассланцованных кварцевых порфиров и темно-зеленых сланцеватых порфиритоидов. Мощность пачки фельзитов достигает 500 м.

По простиранию на юг фельзиты фациально замещаются мощной линзой кварцевых порфиров и их туфов, переслаивающихся с туфоконгломератами и туфобрекчиями. Среди этих пород встречаются пласты вулканитов основного состава и осадочных пород (различные парасланцы). Видимая мощность линзы достигает 500—600 м.

В. Н. Охотников, детально изучавший стратиграфию рассматриваемых отложений, указывает, что по направлению на юг эта линза быстро выклинивается, сменяясь обычными для нижней няровейской подсвиты осадочными и вулканогенными образованиями. По его мнению, она представляет собой прижерловые фации вулканического аппарата центрального типа.

Рассмотренная часть разреза нижней няровейской подсвиты, видимо, отвечает нижней и средней толщам той же подсвиты в пределах Лонготюганской антиклинали. Суммарную мощность разреза можно оценить в 800—900 м.

Верхи разреза нижней няровейской подсвиты по правобережью верховьев р. Б. Харбей обнажены очень плохо. Значительно более полный разрез вскрывается по одному из левых притоков р. Б. Харбей (руч. Сланцевый). Этот ручей течет почти по простиранию пород, и в его русле вскрываются всего 4 пачки.

Мощность, м

1. Самая нижняя пачка сложена серыми и зеленовато-серыми плотными мелкозернистыми фельзитами, иногда переходящими в среднезернистые фельзит-порфиры с крупными вкрапленниками кварца. Не исключено, что в составе этой пачки наряду с эффузивными разностями встречаются и гипабиссальные. Пачка фельзитов и фельзит-порфиров может быть сопоставлена с пачкой фельзитов, описанных в приведенном выше разрезе правого борта долины р. Б. Харбей.

2. Выше обнажаются зеленые и серовато-зеленые полосчатые апелитовые сланцы серицито-хлоритового и кварц-альбито-серицито-хлоритового состава. Парасланцы переслаиваются с массивными зелеными аповулканогенными сланцами основного состава. Они образуют отдельные прослои до 2—10 м мощностью

150

3. Выше выходит характерная пачка черных, содержащих графитоидное вещество сланцев кварц-альбито-серицито-хлоритового (иногда с хлоритом) состава. Сланцы тонкозернистые, апелитовые, мягкие, переслаиваются с мелкозернистыми полосчатыми апоалевролитовыми сланцами того же состава. В разрезе пачки встречено два прослоя зеленых аповулканогенных сланцев мощностью до 2 м

150—200

4. Графитоидсодержащие сланцы сменяются светло-зелеными и зеленовато-серыми иногда полосчатыми сланцами кварц-альбито-серицито-хлоритового состава, часто с заметным содержанием кальцита и хлорита. Среди сланцев встречаются отдельные слои зеленых аповулканогенных сланцев основного состава до 5—8 м мощностью. В верхах пачки в сланцах заметно увеличивается количество известковистых разностей и появляются серицито-кальцитовые сланцы. В самых верхах разреза выходит пласт светлых мраморов мощностью до 8 м. Видимая мощность пачки не превышает

50—70

Пачки 3 и 4 описанного разреза по литологическим особенностям сходны с верхней толщей нижней няровейской подсвиты Лонготюганской антиклинали.

Неполная мощность отложений, параллелизуемых с верхней толщей, достигает 200—250 м. Верхняя граница нижней подсвиты в описанном разрезе не видна. Поэтому полная мощность верхней толщи может достигать 300 м и более.

Суммарная мощность нижней няровейской подсвиты, по-видимому, превышает 1000—1200 м.

Разрез нижней няровейской подсвиты в верховьях р. Б. Харбей в целом существенно отличается от разреза Лонготюганской антиклинали. Здесь заметно увеличивается роль вулканогенных образований, наряду с вулканитами основного и среднего состава появляется большое количество кислых вулканитов. Осадочные (алевролито-пелитовые) сланцы, видимо, сильно обогащены туфогенным материалом, с чем связано обилие в них хлорита. Мощность нижней няровейской подсвиты в верховьях р. Б. Харбей почти в два раза больше мощности этой подсвиты в пределах Лонготюганской антиклинали.

Южнее, в бассейне верхнего течения р. Собь (вблизи оси Собской антиклинали), нижняя няровейская подсвита обнажается на очень ограниченной площади. Она слагает ядро небольшой долготной антиклинали, расположенной непосредственно севернее Собской антиклинали (водораздел руч. Номь-Резь-Рузь и р. Б. Ханмей).

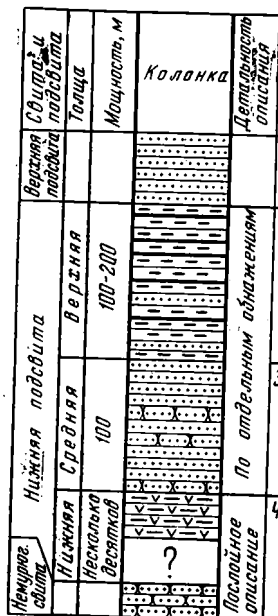
В целом нижняя няровейская подсвита мало чем отличается от этой подсвиты в верхнем течении р. Лонготъеган (фиг. 9). В низах подсвиты выделяется толща вулканогенных пород основного состава, среди которых появляются пачки песчаников (аналоги нижней толщи Лонготюганской антиклинали). Выше по разрезу они сменяются метаморфизованными пелитовыми и апоалевролитовыми сланцами, среди которых в верхней части разреза появляется большое количество черных углистглинистых сланцев (соответственно аналоги средней и верхней толщ нижней няровейской подсвиты, бассейна верхнего течения р. Лонготъеган).

Лучше всего строение подсвиты устанавливается в верховьях третьего и пятого от устья левых безымянных притоков руч. Номь-Резь-Рузь. Здесь породы подсвиты слагают западное (запрокинутое) крыло антиклинали. Непосредственный контакт няровейской свиты с подстилающими породами неясен. Западнее выходов светлых слюдяно-полевошпатово-кварцевых (апопесчаниковых) сланцев и кварцитов немурюганской свиты, после закрытого участка, отвечающего по мощности 100—120 м разреза, обнажаются темно-зеленые ортосланцы (по вулканитам основного состава), переслаивающиеся с темными, почти черными порфиритоидами (пироксен- и амфибол-плагиоклазовыми). Иногда в порфиритоидах видны реликты миндалин. Зеленые ортосланцы, порфиритоиды и метамандельштейны переслаиваются между собой, образуя прослой и пачки порядка 3—10 м.

Метаморфизованные вулканогенные породы слагают хорошо прослеживаемый по простирацию горизонт. Мощность этого горизонта оценить трудно из-за плохой обнаженности. Судя по отдельным выходам и высыпкам, мощность вулканогенной пачки не превышает нескольких десятков метров. По своему составу и облику вулканогенные породы сходны с породами нижней толщи подсвиты бассейна верхнего течения р. Лонготъеган.

Непосредственно выше вулканогенных пород выходят зеленовато-серые полосчатые мелкозернистые апоалевролитовые сланцы обычного облика и буровато-серые мелкозернистые серицито-хлорито-кварцево-плагиоклазовые (апопесчаниковые) сланцы. По-видимому, первично эти породы представляли собой полимиктовые мелкозернистые песчаники. Характерно, что эти песчаники содержат меньше кварца по сравнению с обычными апоалевролитовыми сланцами.

Метаморфизованные полимиктовые песчаники переслаиваются с апоалевролитовыми сланцами, образуя прослой до 5—15 м мощностью. Апоалевролитовые сланцы заметно преобладают в разрезе. Мощность толщи до 100 м. Эта толща, видимо, отвечает в какой-то мере сред-



1. Алевролитовые сланцы.
2. Желтовато-серые, стальнo-серые филлитовидные сланцы, переслаивающиеся с черными графитосодержащими филлитовидными сланцами. В низах разреза — прослои апоалевролитовых сланцев. В верхах разреза преобладают графитосодержащие сланцы.
3. Зеленовато-серые апоалевролитовые сланцы серицит-хлорит-кварц-альбитового состава с прослоями буровато-серых мелкозернистых рассланцованных полимиктовых песчаников и апопесчаниковых сланцев.
4. Зеленые и темно-зеленые вулканогенные сланцы основного состава и порфиристонды.

Фиг. 9. Стратиграфическая колонка нижней подsuite нярoвeйской свиты в бассейне рек Ханмей и Ном-Резь-Рузь (Собский район)

ней толще нижней нярoвeйской подsuite Лонготюганской антиклинали.

Выше апоалевролитовых и апопесчаниковых сланцев выходит толща желтовато-серых и стальнo-серых тонкозернистых серицито-кварцевых сланцев. В верхней части разреза соотношение пород изменяется в пользу графитоидсодержащих сланцев. Среди этих сланцев появляются окварцованные разности, вплоть до образования темных микрокварцитов. Мощность толщи не превышает 100—200 м. Общая мощность нижней подsuite не превышает 500 м.

Разрез нижней нярoвeйской подsuite Собской антиклинали в целом очень сходен с разрезом той же подsuite в пределах Лонготюганской антиклинали. Отличие заключается в значительно меньшем количестве вулканогенных пород, в более грубообломочном составе средней толщи (появление в ней полимиктовых песчаников и отсутствие глинистых сланцев) и, может быть, в несколько меньшей, чем в Лонготюганской антиклинали, мощности подsuite.

Таким образом, для нижней нярoвeйской подsuite, как и для немурюганской свиты, довольно отчетливо намечается два типа разреза. Первый из них представлен в основном апоалевролитовыми и апопелитовыми, реже апопесчаниковыми сланцами, которым подчинены вулканогенные породы. Этот тип разреза приурочен к Лонготюганской и Собской антиклиналям. Причем для последней характерно присутствие в разрезе грубозернистых разностей кластических осадков и очень слабое проявление вулканизма. Второй тип разреза, приуроченный к северо-западному продолжению оси Ханмейской синклинальной зоны (верховья р. Б. Харбей), отличается большим развитием вулканогенных образований основного и кислого состава и большей мощностью. Верхняя граница подsuite во всех случаях хорошо маркируется по кровле толщи с черными графитоидсодержащими сланцами.

Верхняя няровейская подсвита распространена очень широко. Она слагает обширные площади в пределах Лонготюганской антиклинали, протягивается далее на юг вдоль западного борта Ханмейской син-клинальной зоны и еще южнее образует ядро Собской антиклинали. В целом подсвита представляет собой частое переслаивание метаморфизованных песчаников, алевролитовых и пелитовых сланцев с зелено-каменными породами и зелеными ортосланцами (по диабазам и вулканитам основного состава). Породы верхней подсвиты вмещают многочисленные согласные тела гранито-гнейсов и во многих местах интенсивно перекристаллизованы и гранитизированы. Помимо этого, среди отложений верхней подсвиты содержатся крупные и мелкие согласные (реже секущие) тела метаморфизованных гипабиссальных диабазов и габбро-диабазов. Все это сильно затрудняет установление стратиграфического разреза подсвиты.

Верхняя няровейская подсвита довольно отчетливо делится на две неравные части: нижнюю и верхнюю толщи.

Нижняя, большая по мощности толща представляет собой многократное переслаивание парасланцев и ортосланцев. Парасланцы (по песчаникам, алевролитам и частью глинистым сланцам) зеленовато-серого и серовато-зеленого цвета, тонкозернистые и мелкозернистые, обычно тонкополосчатые, часто пльчатые. Состав их хлорито-серицит-кварцевый или хлорито-серицит-альбито-кварцевый. Полосчатость обусловлена чередованием микрослоечков (до 2—3 мм толщиной) альбито-кварцевого агрегата, обычно обедненного серицитом и хлоритом, и более мелкозернистого агрегата того же состава, резко обогащенного серицитом и хлоритом. Иногда полосчатость обусловлена тонкими слоечками существенно хлорито-серицитового состава.

Ортосланцы представляют собой зеленые и темно-зеленые непольчатые, в различной степени рассланцованные породы, иногда пльчатые. Состав сланцев плагиоклазо-эпидото-амфиболовый, плагиоклазо-эпидото-хлоритовый, эпидото-амфиболо-плагиоклазовый и эпидото-хлоритовый. Количество хлорита в сланцах сильно варьирует, вплоть до появления существенно хлоритовых сланцев.

Судя по встречающимся иногда реликтам порфировой и реже офитовой структур, часть ортосланцев, по-видимому, образовалась в результате метаморфизма вулканогенных пород основного состава (вероятнее всего, порфиров, диабазовых порфиров и их туфов).

Наряду с ортосланцами встречаются массивные и слабо рассланцованные зеленокаменные породы плагиоклазо-эпидото-амфиболового состава, в наиболее грубозернистых разностях которых иногда сохраняются реликты офитовой, пойкилоофитовой и габбровой структур. Эти породы, по-видимому, возникли из гипабиссальных тел диабазов и габбро-диабазов. Однако в большинстве случаев не удается разделить зеленые ортосланцы, образовавшиеся по гипабиссальным породам, и сланцы, образовавшиеся по вулканитам основного состава.

Верхняя толща верхней няровейской подсвиты представляет собой многократное переслаивание зеленовато-серых и серых, полосчатых, часто пльчатых сланцев хлорито-мусковито-альбито-кварцевых (апо-алевролитопелитовых) с темно-серыми и черными полосчатыми сланцами, содержащими графитовидное вещество, и серыми кварцево-мусковитовыми (апопелитовыми?) сланцами. Среди парасланцев встречаются отдельные прослои зеленых ортосланцев.

Зеленовато-серые полосчатые парасланцы ничем принципиально не отличаются от алевролитовых и пелитовых сланцев нижней толщи. Правда, часто в них развит не серицит, а мелкочешуйчатый мусковит.

Однако последнее обстоятельство, видимо, связано с некоторым повышением метаморфизма сланцев по направлению на восток. Серые и стально-серые тонкозернистые кварцево-мусковитовые сланцы (иногда с небольшой примесью зерен альбита) внешне нередко сохраняют облик глинистых сланцев, за счет которых, по-видимому, они и образовались. Черные мусковито-кварцевые сланцы содержат заметную примесь графитоидного вещества, обычно неравномерно распределенного, что обуславливает полосчатое сложение.

Кроме перечисленных выше сланцев, нередко встречаются темно-серые мусковитовые кварцитовые сланцы и мелкозернистые кварциты, содержащие графитоидное вещество. По-видимому, графитоидсодержащие сланцы первоначально представляли собой в основном углисто-кварцевые алевролиты и, может быть, мелкозернистые песчаники. Ортосланцы, содержащиеся в составе верхней толщи, неотличимы от аналогичных сланцев нижней толщи подсвиты, рассмотренных выше. По-видимому, часть этих сланцев также возникла в результате метаморфизма согласных гипабиссальных тел диабазов и габбро-диабазов.

Помимо указанных разностей пород в составе толщи встречаются редкие прослои черных мелкозернистых мраморов, состоящих из кальцита с небольшой примесью мелких зерен кварца и графитоидного вещества.

В пределах Лонготюганской антиклинали строение верхней няровейской подсвиты было изучено наиболее детально. Нижняя толща верхней няровейской подсвиты слагает правобережье р. Лонготъеган ниже устья руч. Манита-Шор, нижнюю часть водораздела рек Лонготъеган и Немур-Юган, нижнюю часть водораздела рек Крестовая и Немур-Юган, левобережье реки Немур-Юган и широкой полосой уходит на север в бассейн р. Хадата.

Породы нижней толщи верхней няровейской подсвиты вмещают громадное число маломощных послойных тел гранито-гнейсов и часто перекристаллизованы. Обнаженность в пределах поля распространения пород нижней толщи весьма недостаточная. При этом обнажены, как правило, наиболее прочные породы (гранито-гнейсы и гранитизированные породы, метадиабазы и метагаббро-диабазы и, реже, другие аповулканогенные сланцы). Поэтому в условиях слабой обнаженности может создаться впечатление о преобладающем развитии в составе толщи ортопород. Однако в высыпке почти всегда присутствует щебенка парасланцев, которые, как правило, слагают необнаженные участки. Полные разрезы через всю толщу отсутствуют.

Нижняя часть толщи и ее контакт с подстилающими отложениями нижней няровейской подсвиты лучше всего обнажены по правому приходу р. Немур-Юган, стекающему с северо-восточного склона горы Лонготъеган-Тай-Кей. Непосредственно на серых метаморфизованных глинистых сланцах верхов нижней няровейской подсвиты совершенно согласно залегают:

Мощность, м

1. Зеленые и серовато-зеленые хлорито-серицит-кварцевые мелкозернистые полосчатые сланцы (апоалевролитовые)	20
2. Зеленые плагиоклазово-эпидото-хлоритовые ортосланцы, иногда тонко инъецированные светлыми кварцевыми микропрожилками	15
3. Серовато-зеленые и зеленые серицит-кварцево-хлоритовые (апоалевролитовые) сланцы, тонкополосчатые, сильно плейчатые	50
4. Зеленые ортосланцы эпидото-хлоритовые и эпидото-хлорито-плагиоклазовые	30
Видимая мощность обнаженной части толщи	до 110—115

Выше по разрезу выходят перекристаллизованные и гранитизированные пара- и ортосланцы с отдельными пластовыми телами гранито-гнейсов.

Ниже по ручью (выше по разрезу) сплошные обнажения отсутствуют и выходят только отдельные скалы, сложенные зелеными ортосланцами, метадиабазовыми и гранитизированными породами. В высыпке встречаются серицито-хлорито-альбито-кварцевые (апоалевролитовые) сланцы.

Как видно из приведенного разреза нижней части толщи, для нее характерно переслаивание крупных пачек парасланцев и ортосланцев, причем ортосланцы слагают не менее 30—40% мощности разреза. Такое же строение нижняя часть толщи сохраняет и в других разрезах бассейна верхнего течения р. Лонготъеган.

Наиболее плохо обнажена средняя часть толщи. Судя по отдельным выходам и высыпкам, она состоит из переслаивания мощных пачек зеленых ортосланцев и зеленовато-серых метаморфизованных алевролитовых и глинистых сланцев.

Верхняя часть разреза толщи хорошо обнажается на северо-восточном крыле Лонготюганской антиклинали, по левым притокам нижнего течения р. Немур-Юган. Эта часть толщи отделена от описанного выше разреза разломом, проходящим по долине р. Немур-Юган, и поэтому не может быть непосредственно сопоставлена с нижней и средней частями толщи правобережья р. Немур-Юган. Лучшее всего разрез толщи обнажается по левому притоку руч. Няро-Шор (левый приток нижнего течения р. Немур-Юган).

В низовьях руч. Няро-Шор и в низовьях его левого безымянного притока в отдельных выходах обнажаются гранито-гнейсы, гранитизированные породы и вулканогенные сланцы. В высыпке встречается щебенка полосчатых апоалевролитовых сланцев. По-видимому, эта часть разреза в какой-то мере отвечает средней, наиболее плохо изученной части толщи.

В 0,7 км выше устья ручья начинается более или менее сплошной разрез верхней части нижней толщи. Ниже приводится послойное его описание:

Мощность, м

1. Зеленый ортосланец, интенсивно рассланцованный, эпидото-плагиоклазо-хлорито-амфиболового состава с реликтами диабазовой структуры и порфировых вкрапленников плагиоклаза и псевдоморфного амфибола по пироксену? (метаморфизованный диабазовый порфирит?). Видимая мощность	5
Не обнажено	10
2. Серый и зеленовато-серый мелкозернистый хлорито-серицито-альбито-кварцевый (апоалевролитовый) сланец	12
Не обнажено	1
3. Серовато-зеленый сильно перекристаллизованный мусковито-хлорито-плагиоклазо-кварцевый полосчатый сланец	2
Не обнажено	3
4. Серые и зеленовато-серые мусковито-серицитовые (апопелитовые) сланцы, мягкие и пльичатые	2
5. Темно-зеленые среднезернистые ортосланцы хлорито-эпидото-амфиболо-плагиоклазового состава с реликтами офитовой структуры (метадиабазы)	14
6. Зеленый ортосланец хлорито-эпидото-плагиоклазо-амфиболового состава	5
7. Частое переслаивание разных сланцев:	
а. Зеленовато-серый средне- и крупнозернистый хлорито-серицито-альбито-кварцевый сланец (метапесчанник)	2—5
б. Серый мелкозернистый сланец серицито-кварцевый, тонкополосчатый	8—12
в. Зеленовато-серые среднезернистые хлорито-серицито-альбито-кварцевые сланцы	3—6
г. Зеленовато-серые мелкозернистые апоалевролитовые полосчатые сланцы	1—6
Общая мощность слоя	70
8. Зеленовато-серый мелкозернистый серицито-мусковитово-кварцевый (апоалевролитовый) сланец с примесью альбита и хлорита	10

Не обнажено	5
9. Зеленый ортосланец хлорито-эпидото-плагноклазового состава с амфиболом	6
Не обнажено	2
10. Серовато-зеленые крупнозернистые полосчатые мусковито-кварцевые сланцы с хлоритом	8
Общая мощность приведенного разреза	150

Выше по руч. Няро-Шор на протяжении 300 м наблюдаются редкие выходы ортосланцев и щебенка полосчатых апоалевролитовых сланцев. Возможная мощность плохо обнаженной части разреза достигает 150—200 м.

Еще выше по ручью (вверх по разрезу) выходят следующие породы:

Мощность, м

1. Зеленовато-серый апоалевролитовый тонкополосчатый сланец	10
Не обнажено	5
2. Зеленовато-серый полосчатый апоалевролитовый сланец с линзовидными стяжениями кальцита и кварца	15

Выше по разрезу появляются графитоидсодержащие сланцы, относящиеся уже к верхней толще верхней няровейской подсвиты. Общая мощность верхней части нижней толщи в рассмотренном разрезе достигает 180—230 м.

Как видно из приведенного разреза, верхняя часть толщи несколько отличается от ее нижней части. В верхней части толщи значительно уменьшается количество ортосланцев, они по существу образуют лишь отдельные, сравнительно маломощные пачки среди метаморфизованных осадочных пород. Сам характер переслаивания пород различного литологического состава становится иным. Если в нижней части толщи переслаивающиеся пачки разного состава имеют мощности порядка 20—70 м, то в верхней ее части наблюдается значительно более тонкое переслаивание с мощностями отдельных слоев порядка 2—10 м.

Общую мощность нижней толщи верхней няровейской подсвиты оценить очень трудно. Как было указано, нижняя обнаженная часть толщи превышает 100 м, а обнаженная верхняя часть толщи несколько более 200 м. Ширина выходов средней части толщи, не вскрытой в виде более или менее сплошных разрезов, достигает 4—5 км. В среднем углы падения пород на этом протяжении заключены между 20—40°. Однако, как будет показано ниже, породы этой полосы часто образуют флексуобразные уступы с почти горизонтальным залеганием в пологом крыле и осложненные мелкой складчатостью в крутом крыле. На основании приведенных выше соображений предположим, что общая мощность нижней толщи верхней няровейской подсвиты вряд ли превышает 1000—1500 м.

Верхняя толща верхней няровейской подсвиты в пределах Лонготюганской антиклинали слагает узкую полосу по левобережью нижнего течения р. Немур-Юган, у подножья хр. Марун-Кей, где она обнажена достаточно хорошо. По правобережью среднего течения р. Лонготъеган, ниже ее слияния с р. Немур-Юган, верхняя толща слагает меридиональную полосу шириной в 1,5—2 км. Таким образом, породы верхней толщи обрамляют северо-восточное крыло и восточное периклинальное погружение Лонготюганской антиклинали. Породы верхней толщи появляются также по юго-восточному крылу Лонготюганской антиклинали, в верховьях правых притоков р. Лонготъеган, выше ее слияния с р. Немур-Юган, но здесь они плохо обнажены.

Толща детально изучена в ряде разрезов. Для более полной характеристики ниже приводится послойный разрез, обнажающийся по лево-

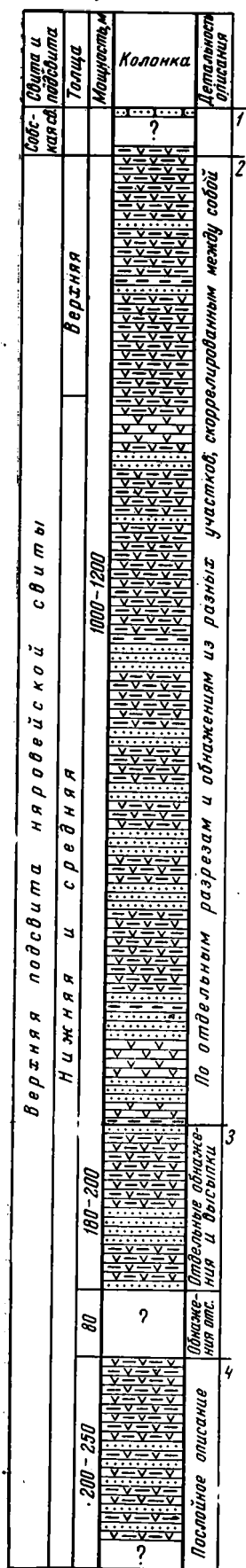
му безымянному притоку руч. Няро-Шор. В низовьях этого ручья вскрывается разрез нижней толщи. Описание этого разреза было дано выше. Непосредственно на зеленовато-серых полосчатых апоалевролитовых сланцах нижней толщи совершенно согласно залегают:

Мощность, м

1. Черные полосчатые графитоидсодержащие мусковито-кварцевые сланцы. Сланцы содержат несколько прослоев серых филлитовидных сланцев до 0,5—1 м мощностью	30
2. Зеленовато-серые апоалевролитовые сланцы, неотличимые от сланцев нижней толщи	4
3. Серые тонкозернистые мусковито-кварцевые сланцы (перекристаллизованные филлиты), сохранившие облик глинистых сланцев	6
4. Черные графитоидсодержащие мусковито-кварцевые апоалевролитовые сланцы	4
5. Переслаивание черных графитоидсодержащих апоалевролитовых сланцев, черных кварцитов и серых перекристаллизованных филлитов такого типа:	
а. Черные полосчатые сланцы, графитоидсодержащие	0,5—1
б. Серые филлиты	1—3
в. Черный графитоидсодержащий кварцит	0,5—1,5
г. Серый филлит	2—5
д. Черный полосчатый апоалевролитовый сланец	1—2
е. Серый филлит	1,5—3
Общая мощность слоя	45—50
6. Зеленый мягкий хлорито-мусковитовый сланец (апопелитовый)	2
7. Черный графитоидсодержащий сланец	1,5
8. Зеленовато-серый мягкий мусковито-хлоритовый сланец (апопелитовый)	6
Не обнажено	25
9. Зеленовато-серый полосчатый хлорито-мусковито-кварцевый (апоалевролитовый) сланец	6
10. Частое переслаивание черных графитоидсодержащих сланцев с серыми перекристаллизованными филлитами. Мощность тех и других разностей до 20—30 см. Мощность слоя	2
Не обнажено	15
11. Гранито-гнейс	3
Не обнажено	7
12. Зеленый и зеленовато-серый кварцево-слюдистый сланец, сохранивший облик глинистого сланца	5
13. Зеленовато-серый крупнозернистый хлорито-мусковито-плагиоклазовый сланец с очковыми выделениями кислого плагиоклаза	5
14. Зеленовато-серый полосчатый апоалевролитовый сланец хлорито-мусковито-альбито-кварцевого состава	5
15. Буровато-зеленый аподиабазовый сланец	7
16. Зеленовато-серый хлорито-мусковито-альбито-кварцевый сланец (апоалевролитовый)	2,5
17. Зеленый ортосланец	2
18. Зеленовато-серый полосчатый апоалевролитовый сланец	5
19. Зеленовато-серый мягкий тонколистватый мусковито-хлоритовый (апопелитовый) сланец	3
20. Зеленовато-бурый аподиабазовый сланец эпидото-плагиоклазо-амфиболового состава	20

Выше по ручью обнажения отсутствуют. Судя по отдельным высыпкам, здесь верхняя толща представлена черными графитоидсодержащими сланцами и зеленовато-серыми апоалевролитовыми сланцами. Видимая мощность обнаженной части толщи превышает 200 м. Общая мощность верхней толщи достигает 500—600 м. Суммарная мощность верхней няровейской подсвиты не превышает 2000 м.

Как видно из приведенного описания разреза, верхняя толща верхней няровейской подсвиты отличается от нижней толщи той же подсвиты появлением пачек и прослоев графитоидсодержащих сланцев и серых метаморфизованных глинистых и глинисто-кремнистых сланцев. Одновременно заметно уменьшается количество ортопород и, по-видимому, породы толщи в целом становятся более тонкообломочными. В некоторых



разрезах верхней толщи в ее составе появляются маломощные линзы темных мраморов.

В бассейне верховьев р. Б. Харбей строение верхней няровейской подсвиты изучено значительно менее детально.

Разрез верхней подсвиты хорошо обнажен в бортах левых притоков р. Б. Харбей (фиг. 10). Как видно из этого разреза, подсвита сложена в основном зелеными и серовато-зелеными апоалевролитовыми сланцами (часто полосчатыми), чередующимися с зелеными ортосланцами (часто аподиабазовыми) эпидото-плагноклазо-амфиболового состава и сильно рассланцованными диабазами. Орто- и парасланцы образуют слои мощностью до нескольких десятков метров при преобладании ортопород. В верхней части разреза появляются зеленые и травяно-зеленые альбито-хлорито-актинолитовые аповулканогенные (?) сланцы с мелкими идиоморфными октаэдрами магнетита. Самые верхи подсвиты сложены почти исключительно зелеными аповулканогенными сланцами, среди которых появляются прослои и пачки черных, содержащих графитоидное вещество, и серых метаморфизованных глинистых сланцев (кварцево-сланцевых, часто с альбитом). Эти сланцы литологически сходны с аналогичными сланцами верхней (маркирующей) толщи верхней няровейской подсвиты в бассейне верхнего течения р. Лонготъеган.

Как видно из этого описания, в разрезе верхней няровейской подсвиты резко возрастает роль основных вулканогенных пород по сравнению с разрезами бассейна р. Лонготъеган. Особенно отчетливо это устанавливается для верхней части разреза, стратиграфически отвечающей верхней толще. В Лонготъеганской антиклинали она сложена почти исключительно парасланцами. В верховьях р. Б. Харбей эти сланцы почти нацело замещаются вулканогенными породами основного состава, неотличимыми

КРАТКОЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

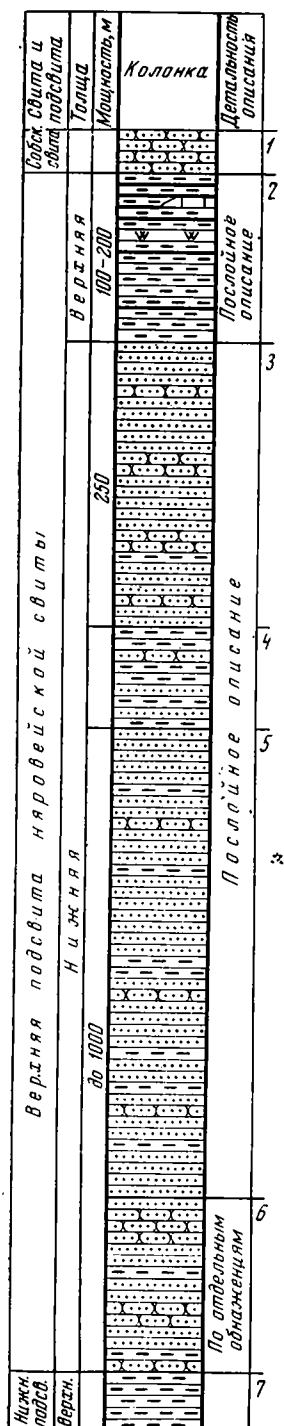
1. Апопесчанниковые гнейсы.
2. Темно-зеленые и ярко-зеленые вулканогенные сланцы плагноклазо-актинолит-хлоритового и хлоритового состава (часто с магнетитом), реже аподиабазовые и апопорфировые сланцы. Вулканогенные сланцы переслаиваются с зелеными полосчатыми апоалевролитовыми кварц-серицит-альбит-хлоритовыми сланцами, реже апопелитовыми сланцами. В верхах отдельные прослои и линзы черных графитосодержащих филлитовидных сланцев.
3. Ярко-зеленые актинолит-хлоритовые (с магнетитом) вулканогенные сланцы и зеленые мелкозернистые аподиабазовые сланцы. Прослои и пачки зеленых апоалевролитовых сланцев.
4. Зеленые и темно-зеленые вулканогенные сланцы эпидот-плагноклазо-хлоритового состава и зеленые аподиабазовые сланцы, переслаивающиеся с серовато-зелеными полосчатыми апоалевролитовыми сланцами. Преобладают вулканогенные породы.

Фиг. 10. Стратиграфическая колонка верхней подсвиты няровейской свиты в бассейне верховьев р. Харбей (Харбейский район)

от вулканогенных пород нижележащей части подсвиты. Последнее обстоятельство затрудняет выделение верхней толщи на геологической карте. Общую мощность верхней няровейской подсвиты в верховьях р. Б. Харбей установить не удалось. По-видимому, она близка мощности этой подсвиты в бассейне верхнего течения р. Лонготъеган.

В бассейне верхнего течения р. Сось (ядро Собской антиклинали и прилегающие участки) верхняя няровейская подсвита распространена очень широко. Здесь, как и в верхнем течении р. Лонготъеган, породы названной подсвиты заключают очень большое количество участков гранитизации и согласных тел гранито-гнейсов, причем последние окружены широкими полями перекристаллизованных и фельдшпатизированных пород. По существу в пределах самой Собской антиклинали почти нет протяженных разрезов, породы которых не были бы изменены под влиянием гранито-гнейсов. Только севернее, уже за пределами антиклинали, по левобережью руч. Номь-Резь-Рузь количество гранито-гнейсов резко уменьшается и появляются разрезы со сравнительно мало измененными отложениями.

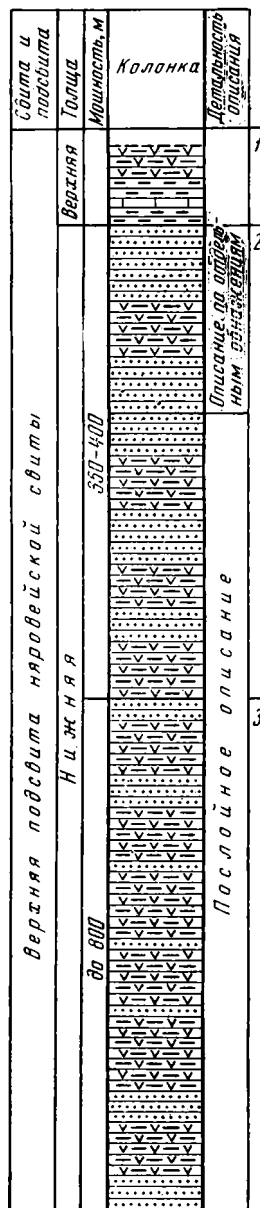
Верхняя няровейская подсвита в верхнем течении р. Сось делится на две толщи: нижнюю и верхнюю (фиг. 11). Нижняя толща представлена в основном зеленовато-серыми и серовато-зелеными, часто полосчатыми метаморфизованными алевролитовыми и пелитовыми сланцами серицито-хлорито-альбито-кварцевого состава. Сланцы содержат пачки зеленых или массивных эпидото-хлоритовых и эпидото-плагиоклазо-амфиболовых ортосланцев. Судя по реликтам офитовых и порфировых структур, исходными породами ортосланцев были как гипабиссальные тела диабазов, так и эффузивные и туфогенные породы основного состава.



КРАТКОЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

1. Апопесчаниковые гнейсы и рассланцованные полимиктовые песчаники.
2. Зеленовато-серые, серые, желтовато-серые и черные (графитосодержащие) филлитовидные сланцы с прослоями черных микрокварцитов и линзами темных мраморов.
3. Зеленовато-серые и серовато-зеленые полосчатые апоалевритовые и апопесчаниковые сланцы хлорито-серицито-альбито-кварцевого состава. Редкие прослои мягких апепелитовых сланцев.
4. Серые, зеленовато-серые и стально-серые мягкие и глинистые сланцы с прослоями апоалевролитовых сланцев и отдельными пластинами диабазов.
5. Серые и зеленовато-серые полосчатые апоалевролитовые сланцы и рассланцованные алевролиты хлорито-серицито-альбитокварцевого состава. Отдельные прослои мелкозернистых рассланцованных песчаников того же состава и маломощные пропластки и прослои серых глинисто-серицитовых сланцев.
6. Переслаивание зеленовато-серых полосчатых апоалевролитовых апопесчаниковых сланцев серицито-хлорито-альбито-кварцевого состава.
7. Черные графитосодержащие филлитовидные сланцы.

Фиг. 11. Стратиграфическая колонка верхней подсвиты няровейской свиты и бассейне рек Ханмей, Номь-Резь-Рузь и руч. Сенька-Шор (Собский район)



Изучение разрезов нижней толщи, обнажающихся по левым притокам руч. Номь-Резь-Рузь, показало, что в основном толща сложена апоалевролитовыми и апопелитовыми сланцами. Ортосланцы им резко подчинены. Они образуют отдельные пласты и пачки от первых метров до 30—40 м мощностью. Разделяющие их пачки метаморфизованных осадочных пород достигают нередко нескольких сотен метров. Судя по отдельным разрезам, изученным в пределах ядра Собской антиклинали, нижняя толща на всей этой территории фациально не меняется.

На южном крыле антиклинали, в бассейне ручьев западный и восточный Нырдовомен-Шор, нижняя толща имеет несколько иной облик. В ее составе резко увеличивается количество зеленых ортосланцев, которые образуют основной фон толщи. Так, в разрезе, обнажающемся по одному из левых притоков руч. восточный Нырдовомен-Шор, ортосланцы составляют до 70—80% толщи. Парасланцы слагают лишь отдельные пачки и слои мощностью от 1 до 50 м (фиг. 12). Фациальный переход от существенно осадочных разрезов ядра Собской антиклинали к существенно вулканогенным разрезам ее южного крыла осуществляется на расстоянии 4—5 км. Общая мощность нижней толщи в Собском районе не превышает 1000 м.

КРАТКОЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

1. Зеленовато-серые, серые и черные апопелитовые сланцы с прослоями аподиабазовых сланцев и линзами мраморов.
2. Переслаивание крупных пачек зеленых и серовато-зеленых апоалевролитовых сланцев и зеленых вулканогенных сланцев (часто аподиабазовых).
3. Зеленые и темно-зеленые вулканогенные сланцы основного состава (преимущественно аподиабазовые) с отдельными прослоями и пачками зеленовато-серых полосчатых апоалевролитовых сланцев.

Фиг. 12. Стратиграфическая колонка верхней подсвиты няровейской свиты в бассейне руч. Нырдовомен-Шор (юго-западная часть Собского района)

Верхняя толща верхней няровейской подсвиты в верхнем течении р. Собь литологически очень сходна с верхней толщей Лонготюганской антиклинали. Лучше всего разрез толщи обнажен по руч. Сенька-Шор. Судя по изученным разрезам, толща представлена в основном серыми, темно-серыми и черными (графитоидсодержащими) кварцево-сланцевыми сланцами с прослоями серых мелкозернистых кварцитов. В некоторых случаях сланцы содержат небольшие линзы темных мраморов. Мощность верхней толщи в Собском районе оценить трудно, но, по-видимому, она не превышает нескольких сотен метров.

Таким образом, для верхней няровейской подсвиты, как и для нижней подсвиты, устанавливаются два типа разреза. Первый тип, приуроченный к Лонготюганской и Собской антиклиналям, характеризуется преимущественным развитием алевролитов и глинистых сланцев с под-

чиненным количеством вулканогенных пород основного состава. Разрез Собской антиклинали содержит при этом наименьшее количество вулканитов. Особенно уменьшается роль эффузивов в самых верхах подсвиты (верхняя толща).

Второй тип разреза, приуроченный к северо-западному и центральному замыканию Ханмейской синклинальной зоны (верховья р. Б. Харбей), отличается значительно большим развитием аповулканогенных сланцев, что особенно заметно при сравнении верхних частей разреза подсвиты (аналоги верхней толщи). Характерно, что по направлению на юг от Собской антиклинали (бассейн руч. Нырдовомен-Шор) вновь заметно увеличивается количество аповулканогенных сланцев. К юго-западу от гипербазитового массива Рай-Из отложения няровейской свиты распространены широко в водораздельной части бассейнов рек Елец и Харматалоу. Судя по изученным разрезам, в основном здесь развиты существенно вулканогенные образования.

При расчленении няровейской свиты на подсвиты большое значение имеют толщи с темными метаморфизованными глинистыми сланцами, дважды появляющиеся в разрезах свиты. Эти толщи легко опознаются и могут служить хорошими маркирующими горизонтами. В обоих горизонтах отмечается значительное количество графитоидсодержащих черных сланцев, серых глинистых и глинисто-кремнистых сланцев. Нижний горизонт (верхняя толща нижней подсвиты) маркирует верхнюю границу нижней подсвиты, а верхний (верхняя толща верхней подсвиты) стбивает верхнюю границу няровейской свиты. Толщи пород, расположенные ниже и между этими горизонтами, очень плохо отличаются друг от друга. И в нижней и в верхней подсвите развиты зеленовато-серые метаморфизованные алевролитовые и пелитовые полосчатые сланцы и зеленые ортосланцы. При фациальных изменениях породы нижней и верхней подсвиты существенно меняют свой литологический состав и отличить их становится еще труднее. Но оба маркирующих горизонта даже при фациальных изменениях сохраняют свои индивидуальные особенности, что облегчает разделение свиты и сопоставление весьма различных по фациям разрезов.

Отмеченные выше два маркирующих горизонта несколько отличаются друг от друга. Так, для нижнего горизонта (верхняя толща нижней подсвиты) характерны в основном тонкозернистые (апопелитовые) породы, отсутствие вулканитов, слабое развитие полосчатых сланцев и почти полное отсутствие зеленовато-серых апоалевролитовых сланцев, широко распространенных выше и ниже этого горизонта. Верхний маркирующий горизонт (верхняя толща верхней подсвиты) содержит наряду с графитоидсодержащими разностями зеленовато-серые полосчатые апоалевролитовые сланцы, зеленые ортосланцы и др. В отличие от нижнего горизонта, в верхнем широко распространены полосчатые разности, обломочные породы более крупнозернисты (апоалевролитовые и апесчанниковые сланцы), появляются темные мелкозернистые кварциты. Однако эти различия в общем довольно незначительны и на больших расстояниях не всегда выдерживаются.

Отложениями няровейской свиты заканчивается разрез лонготюганской серии.

Ханмейская серия (Rf — Pz₁chm)

Ханмейская серия составляет ядро Ханмейской синклинальной зоны и занимает большую часть Харбейского антиклинария. Породы этой серии встречаются в бассейнах рек Б. и М. Ханмей и среднего течения р. Харбей. Они метаморфизованы в очень различной степени, от зеленосланцевой до амфиболитовой фации метаморфизма. Последнее обстоя-

тельство очень усложняет расчленение серии на отдельные свиты, так как изменчивый метаморфизм пород серии затушевывает ее фациальную изменчивость. Все вместе взятое сильно затрудняет изучение стратиграфии ханмейской серии, и ее описание, в отличие от лонготюганской серии, будет дано лишь в самом общем виде.

Ханмейская серия делится на три свиты. Нижняя, собская, свита сложена главным образом песчаниками и алевролитами (полимиктовыми, аркозовыми и др.), метаморфизованными в разной степени до кристаллических парасланцев и плагиогнейсов. Средняя, ханмейская, свита представлена вулканитами основного состава, обычно превращенными в зеленые сланцы, или амфиболиты. Верхняя, харбейская, свита, как и нижняя — собская, сложена также сильно измененными преимущественно первично-терригенными породами. В разрезе ханмейской серии отсутствуют сколько-нибудь выдержанные маркирующие горизонты, которые позволили бы коррелировать разрезы пород, далеко отстоящие друг от друга и в разной степени метаморфизованные. Поэтому выделенные выше подразделения, строго говоря, нельзя называть свитами и этот термин применен к ним условно.

Собская свита (Rf — Pz_{1sb})

Собская свита прослеживается почти повсеместно в основании разреза ханмейской серии, окаймляя с юго-запада, запада и северо-запада более погруженные части Ханмейской синклиналильной зоны. Наиболее широко собская свита распространена в бассейне верхнего течения р. Собь и по левым притокам р. Б. Ханмей. Значительно хуже обнажены породы собской свиты в бассейне р. Харбей. Широкие площади сложены отложениями этой свиты севернее р. Харбей, по правобережью верхнего течения р. Лонготъеган.

Собская свита там, где она испытала относительно менее глубокий метаморфизм, сложена преимущественно серыми и зеленовато-серыми, средне- и, реже, крупнозернистыми, слюдяно-амфиболо-полевошпатово-кварцевыми, иногда кварцитовыми (апопсаммитовыми) породами, в различной степени рассланцованными и полосчатыми, содержащими прослой и пачки тонкополосчатых зеленовато-серых слюдяно-альбитово-кварцевых, иногда с амфиболом (апоалевролитовых) сланцев, а также зеленых альбито-эпидото-амфиболовых аповулканогенных сланцев, реже порфиритоидов. Амфибол в этих породах принадлежит, как правило, актинолиту, а слюды представлены мусковитом и хлоритом. С увеличением степени метаморфизма среди пород собской свиты появляются слюдяные и слюдяно-роговообманковые альбитовые парасланцы и гнейсы, а также эпидото-альбитовые амфиболиты.

Характер границы собской свиты с подстилающими отложениями лонготюганской серии не совсем ясен. На всей изученной территории собская свита залегает на верхах няровейской свиты (точнее, на верхней толще верхней подсвиты). Это обстоятельство, по-видимому, исключает возможность несогласия в основании собской свиты. В верхнем течении р. Б. Харбей, где удалось проследить переход от няровейской свиты к собской, отчетливо устанавливается постепенный переход между ними. Здесь граница между этими свитами (и соответственно между лонготюганской и ханмейской сериями) условно проводится по первому прослою слюдяно-альбито-кварцевых (апопсаммитовых) сланцев среди зеленых аповулканогенных сланцев.

Южнее, по левобережью р. Б. Ханмей и в бассейне верхнего течения р. Собь, граница между лонготюганской и ханмейской сериями значительно более отчетлива. Темные графитоидсодержащие кварцево-мусковитовые сланцы верхов няровейской свиты вверх по разрезу быстро, без

какой-бы то ни было переходной пачки, сменяются слюдяными кварцевыми (апопсаммитовыми) сланцами собской свиты. К сожалению, сам контакт нигде не обнажен.

Разрез собской свиты фациально изменчив. В бассейне верхнего течения р. Собь и среднего течения р. Б. Ханмей (в осевой части Собской антиклинали) свита сложена почти исключительно средне- и мелкозернистыми кристаллическими сланцами (мусковито-хлорито-альбито-кварцевыми, с эпидото-цоизитом и амфиболом). Сланцы развились, очевидно, в основном за счет полимиктовых песчаников. Среди сланцев встречаются отдельные участки, сложенные средне- и крупнозернистыми альбитовыми амфиболитами, произошедшими за счет метаморфизма гипабиссальных тел диабазового состава.

По простираению на север в составе собской свиты наряду с слюдяно-полевошпатово-кварцевыми, иногда амфиболосодержащими (апопсаммитовыми) породами, которые явно преобладают в разрезе, появляются отдельные пачки и прослои зеленых аповулканогенных сланцев. Для характеристики свиты ниже приводится ее разрез, изученный по одному из левых притоков среднего течения р. Б. Ханмей, в нижней части склона хр. Ханмей-Хой.

Основание разреза свиты не обнажено, но судя по смежным обнажениям, можно предположить, что подстилающие отложения верхов няровейской свиты выходят в непосредственной близости от первых обнажений собской свиты. Ширина необнаженной части не превышает 200 м. В одном из крутых, неглубоких оврагов, пересекающих склон хребта, снизу вверх по течению (снизу вверх по разрезу) обнажаются:

Мощность, м:

1. Зеленовато-серые мелкозернистые кристаллические сланцы хлорито-мусковито-полевошпатово-кварцевого состава, с примесью эпидота, актинолита и с редкими зернами буроватого граната. Сланцы нередко полосчатые за счет неравномерного распределения слюды до 100
2. Зеленовато-серые мелкозернистые сланцы, хлорито-мусковито-альбито-кварцевого состава, переслаивающиеся с многочисленными крупнозернистыми белыми сахаровидными мусковито-альбито-кварцевыми (апопсаммитовыми) сланцами. В сланцах заметна реликтовая полосчатость, обусловленная неравномерным распределением слюд с чередованием прослоев, различающихся по величине зерен до 70
3. Буровато-зеленые крупно- и среднезернистые кристаллические сланцы (мусковито-биотито-кварц-плагиоклазового состава, обогащенные эпидото-цоизитом и актинолитом). В сланцах встречаются мощные (до 10—50 м) пачки темно-зеленых альбито-амфиболовых сланцев до 100—150
- Выше по ручью обнажается зона сильно перекристаллизованных и инъецированных пород, сложно дислоцированных, среди которых видны отдельные пластообразные тела среднезернистых рассланцованных альбито-амфиболовых пород. Мощность зоны, по-видимому, соответствует 50—60 м мощности разреза.
4. Зеленые и зеленовато-серые среднезернистые сланцы мусковито-альбито-кварцевого состава (с биотитом и эпидотом), содержащие прослой зеленовато-серых мелкозернистых мусковито-хлорито-альбито-кварцевых (аполевролитовых) полосчатых сланцев, пачки буровато-серых апопсаммитовых сланцев, обогащенных биотитом и эпидот-цоизитом, а также отдельные, до 10—15 м мощностью, слои темно-зеленых эпидото-альбито-амфиболовых сланцев до 50—60
5. Пачка пород, аналогичных описанным выше (слой 4), но содержащая большое количество пластов темных эпидото-альбито-амфиболовых сланцев до 10—15 м мощностью. Количество амфиболовых сланцев заметно возрастает вверх по разрезу. В разрезе в ряде мест встречаются согласные тела гранито-гнейсов до 5—8 м мощностью до 100

Выше по ручью коренные обнажения отсутствуют. Склон засыпан обломками темно-зеленых эпидото-альбитовых амфиболитов с порфирио-

бластами альбита и с гранатом. Эти породы относятся уже к вышележащей ханмейхойской свите. Общая видимая мощность собской свиты в приведенном разрезе достигает 450—500 м. Учитывая, что низы и верхи разреза свиты не обнажены, можно предполагать, что полная ее мощность превышает 500 м.

По простирацию севернее в разрезе свиты появляется все больше прослоев и пачек зеленых аповулканогенных сланцев. По правобережью р. Б. Харбей, против устья руч. Сланцевого, собская свита представлена почти исключительно зелеными и темно-зелеными альбито-хлорито-актинолитовыми аповулканогенными сланцами. Встречено всего два прослоя зеленовато-серых среднезернистых мусковито-биотито-альбито-кварцевых сланцев, один из которых имеет мощность порядка 50 м, а другой— 10—15 м.

Несколько восточнее, по левобережью р. Б. Харбей, собская свита вновь обогащается слюдяно-амфиболо-альбитово-кварцевыми (апопсаммитовыми) сланцами, хотя аповулканогенные сланцы отчетливо преобладают в разрезе. Здесь свита обнажена в склоне долины и по небольшим оврагам, пересекающим склон.

В основании разреза обнажаются ярко-зеленые и темно-зеленые альбито-хлорито-актинолитовые (с эпидотом) аповулканогенные сланцы, содержащие отдельные прослои черных графитоидсодержащих тонкозернистых альбитово-кварцево-слюдяных сланцев. Эти отложения отнесены к верхам верхней подсвиты няровейской свиты (верхняя ее толща).

Породы няровейской свиты согласно перекрыты пластом серых и зеленовато-серых мелкозернистых апопесчаниковых сланцев мусковито-хлорито-альбито-кварцевого состава. Мощность пласта до 3—4 м. Граница собской свиты проведена по подошве этого пласта. Низы свиты представлены монотонной толщей зеленых тонкозернистых аповулканогенных сланцев альбито-хлорито-актинолитового состава, часто имеющих микроплочатое и микролинзовидное сложение. Аповулканогенные сланцы содержат редкие, маломощные (до 10 м) прослои серовато-зеленых и зеленовато-серых мелкозернистых слюдяно-альбито-кварцевых парасланцев и редкие пласты светло-зеленых крупнозернистых слюдяно-кварцитовых (апопсаммитовых) сланцев. Мощность этой части разреза составляет 150 м.

Средняя часть свиты мощностью до 300—400 м сложена однообразными зелеными аповулканогенными сланцами основного состава. Зеленые сланцы содержат редкие маломощные прослои светлых, зеленовато-серых и серых мелко- и среднезернистых грубополосчатых парасланцев (по песчаникам).

Верхи свиты представлены в основном светлыми с зеленоватым оттенком мелко- и среднезернистыми апопсаммитовыми сланцами мусковито-альбито-кварцевого состава (иногда с биотитом и хлоритом). Апопсаммитовые сланцы иногда сохраняют реликтовую слоистость (мощности отдельных слоев 0,5—2 м), обусловленную заметным обогащением отдельных прослоев слюдой, и нередко содержат отдельные пласты зеленых аповулканогенных сланцев мощностью до 5—6 м. Мощность верхней части свиты — до 100 м. Выше по разрезу выходят однообразные темно-зеленые альбито-хлорито-актинолитовые сланцы следующей ханмейхойской свиты. Суммарная мощность собской свиты на левобережье р. Б. Харбей превышает 500—600 м.

Севернее, судя по отдельным, разрозненным разрезам, обнаженным по правым притокам верхнего течения р. Лонготъеган, собская свита в основном сложена серыми, грязно-серыми и зеленовато-серыми средне- и мелкозернистыми слюдяно-полевошпатово-кварцевыми сланцами, часто с амфиболом и эпидотом. Среди них встречаются отдельные прослои зе-

ленных аповулканогенных сланцев эпидото-альбито-амфиболового состава.

Таким образом, для собской свиты намечается два основных типа разреза. Для первого из них характерно широкое развитие парасланцев (по песчаникам), при резко подчиненном значении метаморфизованных вулканогенных пород. Этот тип разреза приурочен к осевой части и северному крылу Собской антиклинали. Сходный разрез, по-видимому, имеет свита в бассейне верхнего течения р. Лонготъеган, где она слагает южное крыло Лонготюганской антиклинали.

Второй тип разреза, для которого характерно преимущественное развитие метаморфизованных вулканитов основного состава, приурочен к верхнему течению р. Харбей. Структурно он отвечает осевой части Ханмейской синклинальной зоны, разделяющей упомянутые выше антиклинали. С. Г. Караченцев, детально изучивший разрез собской свиты южного крыла Собской антиклинали (район руч. западный Нырдовомен-Шор), отмечает, что здесь в составе свиты вновь резко увеличивается количество вулканогенных пород, причем наряду с основными появляются и кислые вулканиты (метаморфизованные альбитофиры, кварцевые альбитофиры и их туфы).

Мощность собской свиты неясна. Как отмечалось, свита плохо обнажена, часто сложно дислоцирована. Кроме того, верхняя и нижняя ее границы нередко проводятся по появлению или исчезновению апопесчаниковых сланцев. Если учесть, что последние по простиранию нередко замещаются вулканогенными, то становится ясной условность границ собской свиты. Мощность свиты приблизительно оценивается в 500 м.

Ханмейхойская свита (Rf—Pz₁chmh)

Ханмейхойская свита слагает большую часть Ханмейской синклинальной зоны и распространена на рассматриваемой территории необычайно широко. Породами этой свиты сложены хребты Харбей-Хой и Ханмей-Хой. Она развита в бассейнах рек Харбей, Б. Ханмей и М. Ханмей. Ханмейхойская свита в целом довольно однообразна по своему составу, на большей части площади своего развития¹ сильно метаморфизована, а в отдельных зонах и участках прорвана и инъецирована более молодыми гранитоидами. Стратиграфический разрез свиты изучен еще весьма недостаточно.

Ханмейхойская свита сложена главным образом аповулканогенными эпидото-альбито-амфиболовыми сланцами и амфиболитами, содержащими редкие прослои и пачки альбито-слюдяно-кварцевых парасланцев (в основном, по-видимому, по песчаникам).

Аповулканогенные сланцы по внешнему виду зеленовато-серые и темно-зеленые, мелкозернистые и реже среднезернистые породы, обычно отчетливо сланцеватые. Относительно слабее измененные их представители неотличимы от аналогичных по составу и происхождению сланцев уже охарактеризованной выше няровейской свиты. По мере нарастания степени метаморфизма эпидото-альбито-амфиболовые (аповулканогенные) сланцы постепенно утрачивают реликты изверженного происхождения, становятся более грубозернистыми и через альбито-порфиروبластовые амфиболовые сланцы и очковые альбитовые амфиболиты сменяются равномернoзернистыми плагиоклазовыми амфиболитами массивного сложения.

Слюдяно-альбито-кварцевые (нередко с амфиболом) сланцы слагают пачки и прослои среди аповулканогенных сланцев и амфиболитов. Они сходны с апосаммитовыми сланцами того же состава, развитыми в

¹ Возможно, это результат нивелирующего влияния метаморфизма.

нижележащей собской овите. Не исключено, что эти сланцы в некоторых случаях образовались по вулканитам кислого состава, однако разделить пара- и ортосланцы не удалось.

Наряду с мелкозернистыми амфиболитовыми сланцами и амфиболитами, обнаруживающими признаки происхождения из вулканитов основного и среднего (?) состава, выделяется несколько обособленная группа амфиболитов, обычно более крупнозернистых и однородных, гнейсовидного и иногда массивного сложения, слагающих согласные тела различной мощности. Именно в этих амфиболитах чаще сохраняются реликты офитовой структуры, что позволяет считать их продуктами метаморфизма гипабиссальных диабазов и габбро-диабазов.

Во многих случаях, когда исходная природа амфиболовых сланцев и амфиболитов не может быть уточнена, они все же, очевидно, должны быть отнесены к ортопородам. Предположения об образовании амфиболитов по мергелистым породам пока не нашли своего подтверждения.

Отложения ханмейхойской свиты в большинстве случаев постепенно сменяют вверх по разрезу нижележащие породы собской свиты. Выше, при описании собской свиты, указывалось, что в бассейне среднего течения р. Б. Ханмей, в верхних частях разреза собской свиты, увеличивается количество метаморфизованных вулканогенных пород основного состава (эпидото-альбито-амфиболовые сланцы), намечая тем самым переход к ханмейхойской свите. В бассейне р. Б. Харбей граница между свитами проводится условно, по исчезновению прослоев парасланцев. Однако возможны и другие случаи. В частности, В. Я. Устинов отмечает, что в бассейне верхнего течения р. Собь в основании ханмейхойской свиты иногда появляются линзы конгломератов. К сожалению, они этим исследователем подробно не описаны.

Вследствие слабой изученности ханмейхойской свиты, для нее пока не удается отметить отчетливого изменения фаций. Однако признаки фациальных переходов устанавливаются. На водоразделе верхнего течения р. Собь и Б. Ханмей (осевая часть Собской антиклинали), а также несколько восточнее, на площади междуречья рек Б. Ханмей и Ев-Юган, среди амфиболитов появляются прослои и пачки, иногда достигающие нескольких десятков и даже сотни метров, сложенные серыми и зеленовато-серыми кристаллическими сланцами мусковито-амфиболо-плагиоклазо-кварцевого состава (с биотитом и хлоритом). По-видимому, эти породы развились в основном за счет метаморфизма полимиктовых песчаников. Севернее количество парасланцев резко уменьшается. В пределах хр. Ханмей-Хой и в бассейне р. Харбей (в ее верхнем течении) ханмейхойская свита сложена почти исключительно амфиболитами или зелеными аповулканогенными сланцами. Таким образом, для ханмейхойской свиты намечается (правда, очень условно) некоторое увеличение количества терригенных образований по направлению к оси Собской антиклинали. С этой точки зрения вполне естественно появление в бассейне верхнего течения р. Собь конгломератов в основании свиты (данные В. Я. Устинова).

Мощность ханмейхойской свиты определить не удалось. Слагающие ее отложения обычно сильно дислоцированы, протяженные разрезы, как правило, отсутствуют, сама свита не расчленена. Совершенно условно мы оцениваем ее мощность в 1500 м. Однако, может быть, эта цифра сильно занижена.

Харбейская свита (Rf — Pz_{1ch})

Харбейская свита приурочена к самой прогнутой части Ханмейхойской синклинальной зоны. Отложениями этой свиты сложена водораздельная часть рек М. Ханмей и Харбей. Породы свиты в большинстве

случаев сильно метаморфизованы. Хорошие разрезы отсутствуют, поэтому ее строение не совсем ясно.

Свита сложена преимущественно серыми, светло-серыми и зеленовато-серыми, мелко- и среднезернистыми, а иногда крупнозернистыми, слюдяно-плагиоклазово-кварцевыми и слюдяно-кварцево-плагиоклазовыми, часто с роговой обманкой, гранатсодержащими кристаллическими сланцами и гнейсами. По мере нарастания степени метаморфизма плагиоклаз в породах меняется по составу от альбита до олигоклаза (редко андезина), вместе с мусковитом в заметных количествах развивается биотит, а в богатых слюдами (высокоглиноземистых) разностях сланцев и гнейсов наряду с гранатом появляются порфиробласты ставролита и кианита.

В гнейсах и сланцах наблюдается тонкая полосчатая реликтовая слоистость, обусловленная неравномерным распределением слюд и кварца, а также чередованием пластов средне- и крупнозернистых пород, достигающих по мощности нескольких десятков сантиметров и первых метров. В очень редких случаях отмечена реликтовая косая слоистость, подчеркнутая расположением чешуек биотита.

Отмеченные особенности минералогического состава, текстуры, а также весьма редкие реликты псаммитовой структуры позволяют считать, что сланцы и гнейсы харьбейской свиты образовались в основном за счет песчаников и алевролитов, содержащих прослой и пачки глинистых сланцев, т. е. представляют собой парасланцы и парагнейсы. Прослой и пачки плагиоклазовых амфиболитов, встречающиеся среди парасланцев и гнейсов харьбейской свиты, сходны с амфиболитами нижележащей ханмейхойской свиты. Видимо, они произошли за счет метаморфизма изверженных пород основного состава (вулканиты, гипабиссальные диабазы).

Харьбейская свита постепенно сменяет вверх по разрезу образования ханмейхойской свиты. Такой переход наблюдается по основному из левых притоков р. М. Ханмей. На протяжении 100—200 м (по мощности разреза) в составе ханмейхойской свиты постепенно увеличивается количество двуслюдяных параплагиогнейсов и уменьшается количество плагиоклазовых амфиболитов, вплоть до полного исчезновения последних. Харьбейская свита венчает разрез ханмейхойской серии. Ее видимая мощность превышает 500 м.

Помимо рассмотренной части Харьбейского антиклинория отложения, сопоставимые с ханмейхойской серией, обнажаются западнее, в ядре Манитаньрдской антиклинали. Они отделены от Харьбейского антиклинория полосой более молодых палеозойских пород. Породы ханмейской серии Манитаньрдской антиклинали сравнительно слабо метаморфизованы. Эти образования подробно изучали Г. П. Софронов (1956), М. Н. Парханов (1956) и в последнее время Ю. Б. Евдокимов (1959, 1961).

Ю. Б. Евдокимов выделяет две свиты. Нижняя из них по аналогии с Приполярным Уралом названа хобеинской. Вероятнее всего, эта свита отвечает собской свите Харьбейского антиклинория. Свита сложена рассланцованными полимиктовыми песчаниками и алевролитами, содержащими пачки и прослой порфиритоидов рассланцованных туфов основного состава. Песчаники и алевролиты серые и буровато-серые имеют полимиктовый состав (обломки кварца, плагиоклаза, основных эффузивов и микрокварцитов). Порфиритоиды темно-зеленые и темные, в большинстве случаев плагиоклазо-пироксеновые или плагиоклазовые.

Вышележащая свита выделена Ю. Б. Евдокимовым под названием маньинской. Видимо, она отвечает в основном ханмейхойской свите Харьбейского антиклинория. Эта свита сложена преимущественно темно-зелеными и зелеными метапорфиритами (плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми) и метадиабазами, переслаивающимися с туфами того

же состава. Среди метаморфизованных вулканитов основного состава иногда встречаются прослой и пачки темно-зеленых порфироидов и зеленых метаморфизованных альбитофинов. Эффузивы и туфы содержат отдельные прослой зеленых и серых метаморфизованных глинистых сланцев и их гематитосодержащих разностей малинового цвета. Отмеченные выше свиты на геологической карте (см. фиг. 2) не разделены. По данным Ю. Б. Евдокимова, суммарная мощность обеих свит превышает 2000 м.

Метаморфический комплекс хр. Марун-Кей (Rf — Pz₁mk)

Породы метаморфического комплекса слагают хр. Марун-Кей (в восточной части антиклинория) и широкой полосой прослеживаются от него дальше на север, непосредственно западнее гипербазитов Хадатинского пояса.

В общей стратиграфической последовательности рифейско-нижнепалеозойских толщ Харбейского антиклинория этот комплекс стоит несколько особняком.

В составе комплекса хр. Марун-Кей, по данным Ю. Е. Молдаванцева, получили развитие разнообразные кристаллические пара- и ортосланцы, гнейсы, амфиболиты, а также эклогит-амфиболиты и эклогиты. Наиболее широко распространены слюдяно-эпидото-альбитово-кварцевые сланцы, слюдяно-эпидото-альбитовые и роговообманково-эпидото-альбитовые гнейсы, а также эпидото (цоизито)-альбито-амфиболитовые сланцы и эпидото (цоизито)-альбитовые амфиболиты. Гнейсы и амфиболиты, нередко полосчатые, слагают согласные пачки, чередующиеся между собой. Все перечисленные породы, как правило, содержат гранат, близкий к альмандину. Среди слюд мусковит преобладает над хлоритом и биотитом. Для многих разностей сланцев и амфиболитов характерны порфиробласты альбита и гелицитовая структура. По парагенетической ассоциации минералов перечисленные образования можно отнести в основном к альбито-эпидото-амфиболовой фации и лишь отчасти к биотито-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма.

Гнейсы и сланцы иногда сохраняют бластописаммитовую структуру и признаки слоистого сложения, что позволяет считать их в основном продуктами метаморфизма осадочных пород (преимущественно песчаников). Изверженное происхождение главной массы амфиболитов и амфиболовых сланцев подтверждается редко встречающимися реликтами порфировой и офитовой структур.

В осевой части хр. Марун-Кей в гранат- и цоизитсодержащих гнейсах и амфиболитах на относительно небольших площадях вместо альбита появляется олигоклаз (редко андезин), а участками в амфиболитах (в роговообманковых гнейсах) наряду с голубовато-зеленой роговой обманкой появляется омфациит, иногда почти нацело ее вытесняющий. Одновременно место сфена занимает рутил. Возникающая новая ассоциация минералов отвечает амфиболитовой и отчасти эклогитовой фациям метаморфизма.

Все породы комплекса хр. Марун-Кей, включая продукты относительно более низкой степени метаморфизма, часто интенсивно перекристаллизованы и представлены средне- и иногда крупнозернистыми разностями.

В северо-восточной части метаморфической полосы, сложенной породами рассматриваемого комплекса, в верхнем течении р. Щучья среди эпидото-альбитовых амфиболитов и амфиболовых сланцев получили широкое распространение глаукофансодержащие разности, представляющие фацию глаукофановых сланцев.

Стратиграфическое положение марункеуского комплекса пока не выяснено в достаточной степени. Породы комплекса в изученной части

Харбейского антиклинория отделены от остальных свит крупными разломами. Очень резкий скачок в степени метаморфизма между породами марункеуского комплекса и остальными свитами как будто дает основание считать этот комплекс достаточно древним, во всяком случае более древним, чем все остальные свиты антиклинория. Эта точка зрения поддерживается рядом исследователей. Н. П. Херасков сопоставлял марункеуский комплекс с хадатинским комплексом протерозойского возраста, выделенным им к востоку от рассматриваемой территории.

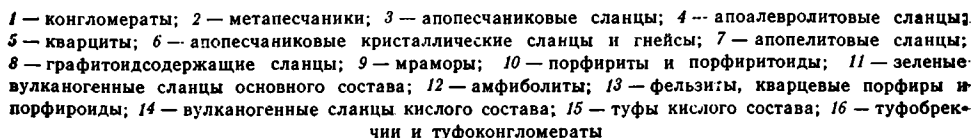
Другая точка зрения развивается Ю. Е. Молдаванцевым. По его мнению, метаморфический комплекс хр. Марун-Кеу по особенностям своего вещественного состава и характеру метаморфизма весьма близок к аналогичным породам, получившим развитие в составе ханмейской серии в южной части Харбейского антиклинория. По-видимому, этот комплекс и по своему стратиграфическому положению соответствует ханмейской серии. Действительно, в бассейне среднего течения р. Харбей в орто- и парапородах серии наблюдается прогрессивное нарастание метаморфизма и постепенная смена минеральных парагенезисов альбито-эпидото-амфиболитовой ступени парагенезисами амфиболитовой фации. Отличия пород, слагающих комплекс хр. Марун-Кеу, обусловлены наложением процессов гранитизации и связанных с ней метаморфических преобразований (Молдаванцев, 1963). Широкое распространение этих процессов нередко весьма усложняет здесь как установление исходной природы метаморфических образований, так и особенности проявления метаморфической зональности.

Резкий скачок метаморфизма, сопровождающий переход от няровейской свиты к породам хр. Марун-Кеу, Ю. Е. Молдаванцев объясняет тектоническим сближением разных фаций метаморфизма. В последнее время эта же точка зрения проводится геологами Тюменского геологического управления (А. П. Белоусов и др.). В частности, по их данным, в северной части Харбейского антиклинория фиксируется непосредственное наложение пород марункеуского комплекса на отложения няровейской свиты.

Для рифейско-нижнепалеозойских отложений Харбейского антиклинория в целом намечается два типа разреза (фиг. 13). Первый из них, для которого характерно незначительное развитие вулканогенных образований и преобладание терригенных пород, развит в двух разобщенных районах (Лонготюганском и Собском), которым в структурном отношении соответствует Лонготюганская и Собская субширотные антиклинали. Второй тип разреза (бассейн р. Харбей) характеризуется повышенным количеством вулканитов и для некоторых свит большими мощностями. Этот тип разреза отвечает осевой части Ханмейской синклинальной зоны, разделяющей указанные выше антиклинали (см. фиг. 3). Для некоторых свит выше было отмечено увеличение роли вулканогенных образований к югу от Собской антиклинали, что дает возможность наметить южное ограничение Собской, существенно терригенной, структурно-фациальной зоны.

По-видимому, в рифейско-нижнепалеозойское время Лонготюганская и Собская антиклинали были несколько приподняты относительно Ханмейской синклинальной зоны. Для немурюганской свиты это сказывается в существенном увеличении в разрезах роли известняков (Лонготюганская антиклиналь) и апопесчаниковых сланцев (Собская антиклиналь) по сравнению с преобладающим развитием сланцево-вулканогенных образований в разрезах Ханмейской синклинальной зоны. Для няровейской свиты установлено отчетливое увеличение мощности в осевой части Ханмейской синклинальной зоны. В этой зоне в разрезах резко возрастает количество вулканогенных пород (основного и кислого состава) по сравнению со смежными антиклиналями. К сожалению, только

Собская
антцикляль



для няровейской свиты удается сравнить полную мощность во всех трех структурно-фациальных зонах. Остальные свиты обнажены не полностью, или их мощность определяется очень недостаточно. Для собской свиты в зонах субширотных антиклиналей намечается отчетливое преобладание песчаников, замещающихся в Ханмейской синклинальной зоне основными вулканитами. Некоторое увеличение терригенных разностей пород вблизи осевой части Собской антиклинали отмечается и для ханмейхойской свиты.

Таким образом, для рифейско-нижнепалеозойского времени можно говорить о конседиментационном характере формирования Лонготюганской и Собской антиклиналей и Ханмейской синклинальной зоны. Характерно, что фациальная зональность (субширотная и северо-западная) ориентирована почти под прямым углом к субмеридиональным простираниям основных уральских структур, в том числе и самого Харбейского антиклинория.

Возраст рассмотренной выше серии неясен. В отложениях отсутствуют органические остатки, и выяснение возраста может быть сделано только по косвенным признакам. В пределах антиклинальных структур Манита-Нырды и Енгано-Пэ отложения ханмейской серии (средняя ее часть, соответствующая ханмейхойской свите) с резким угловым и азимутальным несогласием перекрываются нижеордовикскими образованиями, обнаруживая соответственно более древний, чем ордовикский, возраст. Основываясь на весьма гипотетических сопоставлениях со Средним и Южным Уралом, многие исследователи считали доордовикские отложения Полярного Урала рифейскими (Раабен, 1959 и др.). К. А. Львов, изучавший доордовикские образования на Приполярном Урале, считал их кембрийскими (Львов, 1959).

В самое последнее время несколько северо-западнее рассмотренного района (в 1 км севернее оз. Есто-То) В. А. Краснокутским была собрана микропроблематика из доордовикских отложений (Миклухо-Маклай, Пахло, 1965). Она содержится в вулканогенно-осадочных отложениях, сопоставляемых с ханмейской серией (вероятнее всего с ханмейхойской свитой). В. А. Журавлева определила из коллекции В. И. Краснокутского катаграфии: *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *V. lobatus* Reitl., *Vermiculites irregularis* Reitl., характерные для юдомского комплекса Сибири и укской свиты Южного Урала. По возрасту эти отложения относятся переходным толщам от рифея к кембрию, которые в последнее время выделяют в самостоятельное стратиграфическое подразделение под названием вендского комплекса.

На Приполярном Урале (верховье р. Вангыр) в маньинской свите Я. Р. Пахло (Миклухо-Маклай, Пахло, 1965) обнаружил онколиты *Ambigalanelata pilae* Z. Zhur., *Volvatella crassa* Z. Zhur., а также водоросли *Osagia argillosa* Milsht (определения З. А. Журавлевой), что указывает также на вендский возраст вмещающих слоев. Маньинская свита, по нашему мнению, соответствует ханмейской серии рассматриваемого разреза. Приведенные данные позволяют предполагать, что лонготюганская серия, подстилающая ханмейскую, имеет рифейский (вероятнее всего, верхнерифейский) возраст.

Значительно сложнее обстоит дело с верхним возрастным пределом ханмейской серии. Учитывая довольно большую мощность серии и ее сложное строение, можно допустить, что верхняя ее часть относится к кембрию. В последнее время геологи Тюменского геологического управления (А. П. Белоусов и др.) считают породы ханмейской серии ордовикскими. Они основываются при этом на находке, сделанной С. Н. Волковым южнее Собского поднятия, в среднем течении р. Хараматалоу. Фауна содержится в линзе мраморов, заключенных среди аповулканогенных сланцев и порфиритоидов (Лупанова, Маркин, 1964). Сланцы с

фауной отделены от Харбейского антиклинория широкой полосой интрузий и не могут быть сопоставлены с рассмотренным выше разрезом. Поэтому рискованно использовать приведенные данные для обоснования возраста ханмейской серии. Ордовикский возраст этой серии в Харбейском антиклинории маловероятен, так как эти же отложения в антиклинали Манита-Нырда с несогласием перекрыты толщами фаунистически доказанного нижнего ордовика.

Учитывая неясность вопроса о верхнем возрастном пределе ханмейской серии, мы условно отнесли обе серии Харбейского антиклинория (лонготюганскую и ханмейскую) к рифею — нижнему палеозою.

миogeосинклинальные образования комплекса уралид

Отложения комплекса уралид, как уже отмечалось, охватывают толщину пород, начиная от ордовикских и кончая триасовыми. Рассматриваемая в настоящей работе территория Полярного Урала включает в себя помимо Харбейского антиклинория также западную часть миogeосинклинальной зоны уралид, в пределах которой развиты преимущественно нижне- и среднепалеозойские отложения. Остальные продольные тектонические зоны (эвгеосинклинальная зона восточного склона, зона Главного Уральского глубинного разлома, система Предуральских краевых и периклинальных прогибов) попадают в пределы рассматриваемой территории лишь частично, поэтому особенности их геологического строения и характер разрезом слагающих их образований будут рассмотрены ниже в главе IV.

В западной части миogeосинклинальной зоны Полярного Урала выделяются два типа разреза (Войновский-Кригер, 1945). Первый из них, выделенный К. Г. Войновским-Кригером под названием «елецкого структурно-фациального комплекса», приурочен к Собскому поперечному поднятию. Для него характерно развитие песчаников, известняков и доломитов.

Второй тип разреза (лемвинский структурно-фациальный комплекс, по К. Г. Войновскому-Кригеру) развит южнее Собского поднятия, в Лемвинском синклинории. Отложения Лемвинского синклинория представлены тонкими глинистыми сланцами и глинистыми известняками, с той или иной примесью алевролитов. Оба типа разреза настолько отличны друг от друга, что их стратиграфическое описание удобнее дать отдельно.

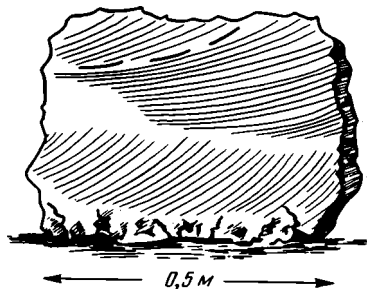
Собское поперечное поднятие

Нижне- и среднеордовикские отложения (O_{1-2})

Нижне- и среднеордовикские отложения слагают крылья и периклиналь антиклинальной структуры Манита-Нырда (см. фиг. 2). Ордовикские отложения здесь изучались многими исследователями, и их стратиграфия не вызывает значительных разногласий. Стратиграфия этих отложений подробно описана в работах К. Г. Войновского-Кригера (1945, 1956в, 1960в), М. Е. Раабен (1959), Г. П. Софронова (1956), М. Н. Парханова (1956), Ю. Б. Евдокимова (1959, 1961), В. Я. Устинова (1960) и др. В более северных районах Полярного Урала помимо указанных авторов эти образования изучали А. М. Иванова (1959), Б. Я. Осадчев и А. М. Иванова (1952), А. В. Хабаков (1945б) и др. На Приполярном Урале аналогичные отложения изучались К. А. Львовым (1957, 1959) и М. Е. Раабен (1959). Большинство исследователей подразделяют отложения нижнего и среднего ордовика на две свиты. Вслед за Ю. Б. Евдокимовым (1959) мы называем нижнюю свиту тельпосской, а верхнюю — хыдейской. Впервые под этими названиями аналогичные свиты были выделены К. А. Львовым в 1939 г. на Приполярном Урале.

Тельпосская свита залегает с резким угловым и азимутальным несогласием на подстилающих породах рифейско-нижнепалеозойского возраста. В стратиграфических схемах других авторов она соответствует: обейзкой (Раабен, 1959), манитаньрдской (Парханов, 1956; Софронов, 1956), минисейской (Иванова, 1959; Осадчев, Иванова, 1952).

Тельпосская свита сложена светло-серыми, розовато-серыми и лиловыми кварцитовидными песчаниками, в основном средне- и крупнозернистыми до гравелитов. Песчаники и гравелиты часто косослоистые (фиг. 14). Косослоистые разности образуют пачки от десятков сантиметров до 1 м, переслаивающиеся с песчаниками, имеющими горизонтальную слоистость. Песчаники тельпосской свиты на 80—90% состоят из обломков кварца и мелкозернистого кварцита (в меньшей степени). Помимо кварца и кварцита отмечаются обломки плагиоклазов (обычно кислых, без двойников), основных эффузивов и кварцево-серицитовых сланцев. Из аксессуарных минералов характерны циркон, апатит, рудные минералы. Реже встречаются монацит и сфен.

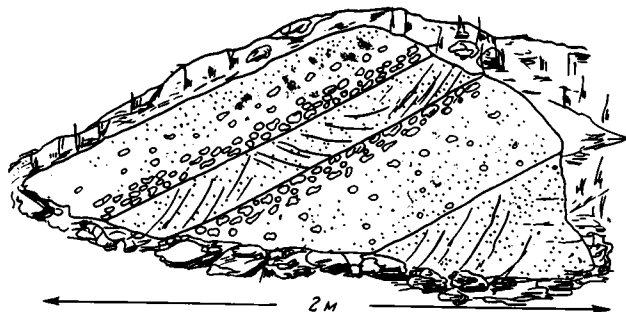


Фиг. 14. Косая слоистость в песчаниках тельпосской свиты

Обломки в песчаниках хорошо окатаны, за исключением обломков эффузивов, которые иногда имеют угловатое очертание. Песчаники обычно плохо сортированы, особенно это характерно для крупнозернистых разностей. В косослоистых песчаниках нередко наблюдается микрослоистость, связанная с чередованием слоев разного гранулометрического состава. Иногда зерна кварца регенерированы и образуют зубчатые срастания. В этих случаях по своему характеру порода приближается к кварциту. Однако и в метаморфизованных разностях сохраняются реликты псаммитовой структуры за счет мелких зернышек гематита и других рудных минералов, очерчивающих первичные контуры обломков.

В основании тельпосской свиты нередко появляются базальные конгломераты, образующие отдельные прослои и линзы до нескольких метров мощностью. Отдельные гальки рассеяны в песчаниках и гравелитах. Обычно в тех случаях, когда удается наблюдать непосредственный контакт отложений тельпосской свиты с доордовикскими образованиями, видно, что самые нижние слои тельпосской свиты сложены гравелитами и грубозернистыми кварцито-песчаниками, а конгломераты образуют один или несколько прослоев до 0,5 м мощностью в 0,5—2 м выше самого контакта (фиг. 15). В базальных горизонтах песчаников обычно встречается рассеянная галька. Конгломераты и отдельные гальки встречаются не только в основании разреза, но в виде отдельных скоплений появляются спорадически почти во всей нижней части разреза свиты.

Галька обычно представлена светлым, молочным кварцем, реже светло-серым мелкозернистым кварцитом. Гальки хорошо окатаны, их размер колеблется от 0,5 до 15 см в поперечнике. В базальных горизонтах свиты иногда появляется галька зеленых рассланцованных порфириров пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых и темно-вишневых кварцево-гематитовых сланцев. И те и другие породы встречаются в коренном залегании в подстилающих тельпосскую свиту доордовикских отложениях. Выше по разрезу галька имеет исключительно кварцевый состав.

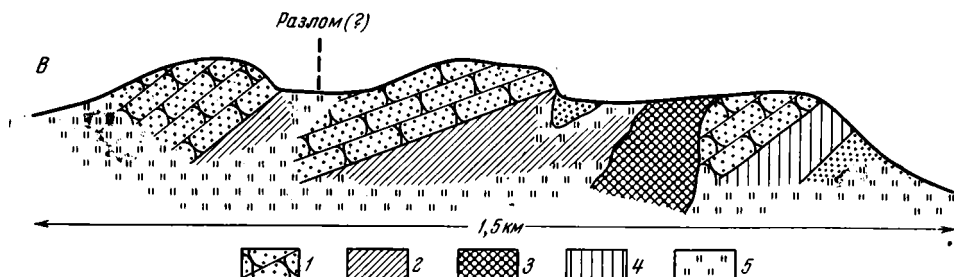


Фиг. 15. Характер строения базальных слоев тельпосской свиты

Для более полной характеристики тельпосской свиты ниже приведен разрез свиты по одному из правых притоков р. М. Пайпудыны, недалеко от ее устья. По правому берегу ручья в высоких обрывах обнажаются с запада на восток, вниз по течению:

Мощность, м

1. Серые полимиктовые песчаники, сильно рассланцованные, переслаивающиеся с черными и серыми глинистыми сланцами, зелеными пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами.
Породы отнесены к рифейско-нижнепалеозойским образованиям.
2. На доордовикских отложениях с видимым угловым несогласием (фиг. 16) залегают буровато-желтые грубозернистые кварцитовидные песчаники тельпосской свиты с включениями отдельной гальки кварца до 5 см в диаметре. Контакт песчаников тельпосской свиты с нижележащими отложениями резкий, пологоволнистый. Видимое угловое несогласие достигает 30°, азимутальное — 20° 1,5
3. Светло-серый, молочно-серый и белый кварцитовидный песчаник, в нижней части грубозернистый, до гравийного, в верхней части — среднезернистый. Песчаники содержат редкие пропластки лиловато-серых кварцевых алевролитов с глинисто-серицитовым цементом до 1 см мощностью 50
4. Серые кварцитовидные песчаники, среднезернистые, с чередованием более темных и более светлых полос. В песчаниках отчетливо видна косая слоистость 3
5. Кварцитовый алевролит серый и серовато-зеленый, несколько рассланцованный 0,5
6. Песчаник кварцитовидный среднезернистый серый с прослойками зеленовато-серых и лиловато-серых кварцевых алевролитов до 5 см мощностью 1



Фиг. 16. Несогласное залегание песчаников тельпосской свиты на рифейско-нижнепалеозойских породах

1 — песчаники тельпосской свиты; 2 — рифейско-нижнепалеозойские отложения; 3 — зона милонитизации; 4 — диабазовые порфириты; 5 — осыпь

7. Песчаник кварцитовидный среднезернистый, лиловато-серый на свежем изломе и розоватый на выветрелой поверхности за счет некоторой примеси гематита в цементирующей глинисто-серицитовых массе. Песчаник содержит отдельные пропластки зеленовато-серых кварцевых алевролитов до 10 см мощностью	10
8. Песчаник кварцитовидный, буровато-серый, среднезернистый	2,5
9. Песчаник кварцитовидный, лиловато-серый, разномзернистый	5
10. Песчаник серый, с бугорочно-зеленым оттенком, разномзернистый. Песчаник содержит отдельные пропластки лиловато-серых кварцевых алевролитов до 1—2 см мощностью	7
11. Песчаник светло-серый с зеленоватым оттенком, среднезернистый	15
12. Пачка пород, представляющая собой прослаивание песчаников и алевролитов следующего типа:	
а. Кварцитовидный песчаник, среднезернистый, зеленовато-серый, с тонкими (до 2 мм) пропластками рассланцованных алевролитов	0,3—0,5
б. Песчаник кварцитовидный, молочно-серый, среднезернистый	0,2—0,4
в. Кварцевый алевролит зеленовато-серый, тонкополосчатый	0,2—0,4
Для всей пачки характерны чрезвычайно резкие границы между слоями. Мощность пачки	20
13. Пачка пород следующего строения:	
а. Алевролит кварцевый, серовато-зеленый, рассланцованный	1—1,5
б. Песчаник кварцитовидный, белый, иногда с зеленоватым оттенком	10—30
в. Алевролит кварцевый	1,5—2,5
г. Песчаник кварцитовидный	0,15—0,2
Мощность пачки	15
14. Переслаивание пластов серых кварцитовидных песчаников средне- и мелкозернистых, до 2 м мощностью, с пластами зеленовато-серого кварцевого алевролита, переходящего в глинистый сланец, до 0,5 м мощностью	10
15. Алевролит кварцевый, переходящий в зеленовато-серый глинистый сланец. Алевролит содержит редкие прослои светло-серых кварцитовидных песчаников до 5 см мощностью	5
Зона милонитизации и мелких дислокаций.	
16. Песчаник среднезернистый, реже крупнозернистый, лиловато-серый с редкими прослоями алевролитов до 3 см мощностью	4
17. Алевролит зеленовато-серый, рассланцованный, с отдельными прослоями серых и лиловато-серых кварцитовидных песчаников до 20 см мощностью	6
18. Переслаивание зеленовато-серых и зеленых кварцевых алевролитов со светло-серыми и лиловато-серыми кварцитовидными песчаниками, средне- и мелкозернистыми. В нижней части пачки преобладают песчаники, в верхней — алевролиты	100
Силл диабазового порфирита.	

Далее вниз по ручью обнажения отсутствуют.

Мощность отложений тельпосской свиты на правобережье р. М. Пайпудыны не превышает 250 м.

Как видно из приведенного разреза, количество грубозернистых песчаников вверх по разрезу тельпосской свиты постепенно уменьшается, появляются многочисленные пачки и прослои кварцевых алевролитов, серых глинистых сланцев, песчаники становятся более мелкозернистыми, розовые и лиловые разности песчаников исчезают, уменьшается количество косослоистых песчаников и тельпосская свита постепенно сменяется вышележащей хыдейской свитой.

Хыдейская свита (O_{1-2ch})

Хыдейская свита соответствует малопайпудинской свите М. Е. Рабен (1959), песчано-сланцевой свите В. Н. Охотникова и части харбейшорской свиты К. Г. Войновского-Кригера (1945).

Хыдейская свита представляет собой переслаивание различных по мощности прослоев и пачек серых, темно-серых и зеленовато-серых (на выветрелой поверхности иногда буровато-серых) среднезернистых и мелкозернистых кварцитовидных песчаников с темно-серыми и зеленовато-серыми кварцевыми алевролитами и глинистыми сланцами. Для песча-

ников хыдейской свиты очень характерны знаки ряби и гиероглифы. Песчаники и алевролиты в основном состоят из хорошо окатанных обломков кварца, реже кварцита. В виде отдельных зерен встречаются плагиоклазы (олигоклаз-альбит). Состав аксессуариев тот же, что и для песчаников тельпосской свиты. Цемент глинисто-серицитовый или глинисто-хлорито-серицитовый, с большой примесью более мелких обломочков кварца. Количество цемента варьирует в широких пределах. Обычно песчаники и алевролиты хорошо отсортированы. Вверх по разрезу свиты количество песчаников уменьшается и они становятся более мелкозернистыми. В самых верхах разреза свиты появляются отдельные прослои серых известковистых песчаников и известковистых сланцев и далее хыдейская свита постепенно сменяется следующей, шугорской свитой средне- и верхнеордовикского возраста, в строении которой карбонатные породы играют основную роль.

Для характеристики строения хыдейской свиты ниже приводится описание разреза в одном из правых притоков р. М. Пайпудыны.

В верховьях одного ручья выходит силл диабазового порфирита. Далее по ручью (вверх по разрезу) выходят следующие породы:

Мощность. м

1. Черные и темно-серые рассланцованные кварцевые алевролиты с редкими прослоями серых мелкозернистых кварцитовидных песчаников до 10 см мощностью	5
Перерыв в наблюдении	7
2. Песчаник кварцитовидный, мелкозернистый, серый, со знаками ряби. Песчаник содержит тонкие, до 2—5 мм, пропластки серых алевролитов и глинистых сланцев, подчеркивающих знаки ряби	1
3. Песчаник среднезернистый, серый с лиловатым отливом	1
Не обнажено	8
4. Песчаник, аналогичный песчанику слоя 3	2
Не обнажено	8
5. Песчаник, аналогичный описанному в слое 3	15
6. Алевролит серый, тонкополосчатый, за счет чередования более светлых и более темных полос	1,5
7. Алевролит толстополосчатый, за счет чередования тонко- и крупнозернистых разностей. Алевролит содержит тонкие прослои песчаников до 5 см мощностью	3
8. Песчаник серый крупнозернистый	0,5
9. Алевролит полосчатый	0,3
Не обнажено	10
10. Тонкое переслаивание серых мелкозернистых песчаников и серых алевролитов. Для песчаников характерны знаки ряби	1,5
11. Песчаник серый, крупнозернистый	1
12. Тонкое переслаивание песчаников и алевролитов	1
Не обнажено	7
13. Тонкое переслаивание песчаников и алевролитов	0,3
Не обнажено	20
14. Тонкое переслаивание песчаников и алевролитов с преобладанием алевролитов	8
15. Слоистый буровато-серый песчаник. Слоистость обусловлена пропластками алевролита до 2—5 мм толщиной, чередующимися через каждые 15—20 см	2,5
16. Песчаник серый, среднезернистый	0,5
Не обнажено	20
17. Песчаник темно-серый, мелкозернистый, тонкополосчатый	2
18. Песчаник серый, с отчетливыми знаками ряби	0,3
19. Песчаник серый, среднезернистый	1,5
20. Песчаник серый, с отчетливыми знаками ряби	1
21. Песчаник крупнозернистый с лиловатым оттенком	0,8
22. Песчаник серый, мелкозернистый, с линзочками алевролита до 1 см мощностью	5
23. Дайка диабазовых порфиритов	20
Не обнажено	15
24. Песчаник серый, мелкозернистый, полосчатый за счет пропластков алевролита	12

25. Песчаник светло-серый, массивный, мелкозернистый	2
26. Песчаник серый, мелкозернистый, полосчатый за счет пропластков алевролита	2
27. Песчаник светло-серый, мелкозернистый, массивный	3
28. Правильное переслаивание серых мелкозернистых песчаников (мощность прослоев до 30 см) с прослоями алевролитов (мощностью 0,5—1 см)	10
29. Переслаивание серого известковистого алевролита с известковистыми сланцами	5

Далее вниз по ручью выходят известковистые сланцы и известняки вышележащей шугорской свиты. Общая мощность отложений хыдейской свиты в рассмотренном разрезе не превышает 200 м. Общая мощность нижне-среднеордовикских отложений в бассейне р. М. Пайпудыны достигает 450—500 м.

Севернее изученного района, по правобережью р. Б. Пайпудыны, среди отложений хыдейской свиты появляются маломощные линзы сильно рассланцованных основных вулканогенных пород. Обычно они превращены в зеленые и ярко-зеленые эпидото-хлоритовые сланцы с реликтами порфировой структуры.

Вблизи основания терригенных отложений тельпосской свиты на восточном крыле Енганопейской антиклинали К. Г. Войновским-Кригером (1945) обнаружена фауна ангарелл: *Angarella* cf. *obrutschewi* Ass., *A. ex gr. jaworowskii* Ass., *Angarella* sp. nov. и др. Аналогичные формы позднее в этом же районе были обнаружены В. Я. Устиновым. Указанные находки свидетельствуют о нижнеордовикском возрасте тельпосской свиты. В серых песчаниках верхов тельпосской свиты южной части Манитанырдской антиклинали М. Н. Парханов обнаружил *Angarella* sp.

Карбонатные породы, согласно перекрывающие песчаниковые толщи тельпосской и хыдейской свит, содержат в своей нижней части немногочисленную фауну. На восточном крыле Манитанырдской антиклинали М. Е. Раабен и В. Я. Устиновым была собрана фауна мшанок, брахиопод и наутилоидей, свидетельствующая об их средне- и верхнеордовикском возрасте. Следовательно, терригенные отложения тельпосской и хыдейской свит имеют нижне- и, частично, среднеордовикский возраст.

Основное различие между тельпосской и хыдейской свитами заключается в том, что тельпосская свита сложена преимущественно лиловыми и розовато-серыми песчаниками, часто грубозернистыми, с отдельными прослоями и пачками алевролитов и сланцев. Хыдейская свита, постепенно сменяющая тельпосскую, в основном сложена серыми алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и сланцами. Грубозернистые разности встречаются в ней в виде исключений. Однако такое деление на тельпосскую и хыдейскую свиты не выдерживается повсеместно. По-видимому, тельпосская и хыдейская свиты не являются строго выдержанными по возрасту стратиграфическими подразделениями, а скорее представляют собой различные фации нижне-среднеордовикских отложений, причем в большинстве случаев «хыдейский» тип отложений располагается выше «тельпосского» типа.

В подтверждение этого положения приведем два разреза. Первый разрез обнажается по одному из правых притоков верхнего течения руч. Манита-Шор и приурочен к южному периклинальному погружению антиклинальной структуры Манита-Нырда, довольно близко от осевой части этой антиклинали.

Сверху вниз по ручью (снизу вверх по разрезу) наблюдается следующая последовательность пород:

1. Зеленые вулканогенные сланцы и рассланцованные порфириды рифейско-нижнепалеозойского возраста.	
2. Пуддинговые конгломераты серого цвета, местами переходящие в гравелиты с рассеянными гальками. Размер галек колеблется от 1—2 до 10 см	20—30
3. Вверх по разрезу конгломераты постепенно сменяются серыми среднезернистыми и мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, с тонкими (до 1—2 см) прослойками темно-серых глинистых сланцев и серых тонко рассланцованных алевролитов	350
4. Песчаники постепенно сменяются толщей, представляющей собой переслаивание серых средне- и мелкозернистых кварцевых песчаников с серыми и зеленовато-серыми сильно рассланцованными алевролитами. Иногда алевролиты приобретают тонкополосчатую текстуру	50—70
Суммарная мощность ниже-среднеордовикских отложений достигает	400—450

Как видно из приведенного разреза, по литологическому составу к тельпосской свите может быть отнесена только самая нижняя, грубообломочная пачка, мощность которой не превышает 30—40 м. Вышележащие отложения по своему литологическому составу должны быть отнесены к хыдейской свите. Очень трудно себе представить, что такое резкое изменение мощностей на небольшом расстоянии происходит без фациального замещения тельпосской свиты хыдейской. Напомним, что всего в 7—9 км к востоку мощность тельпосской свиты превышает 300 м (приведенный выше разрез в бассейне р. М. Пайпудыны). При этом суммарная мощность тельпосской и хыдейской свит в обоих разрезах примерно одинакова.

Прямо противоположный случай можно наблюдать по одному из притоков р. Б. Пайпудыны (восточное крыло Манитанырдской антиклинальной структуры). Ниже приводится этот разрез.

В правом притоке р. Б. Пайпудыны, устье которого находится в 3 км выше слияния рек Б. Пайпудыны и М. Пайпудыны, обнажается следующий разрез ордовикских отложений:

Мощность, м

1. Выше порфиров и глинистых сланцев в виде отдельных коренных выходов обнажаются розовые и лиловые кварцевые гравелиты с отдельными гальками кварца до 5—7 см в диаметре. Гравелиты переслаиваются с серыми с лиловатым оттенком крупнозернистыми кварцевыми песчаниками, лиловыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками и лиловыми филлитовидными глинистыми сланцами	150—200
2. Лиловые мелкозернистые кварцевые песчаники, с отдельными прослоями до 2—5 м мощностью лиловых и зеленовато-серых конгломератов с рассеянной, хорошо окатанной галькой белого кварца, лилового и зеленовато-серого микрокварцита	250
3. Серые с лиловатым оттенком грубозернистые косослоистые песчаники с редкой мелкой галькой кварцевого состава. Отдельные прослои серых и зеленовато-серых мелкозернистых кварцевых песчаников до 3—4 м мощностью	100
4. Лиловые, лиловато-серые и розовые среднезернистые и мелкозернистые кварцевые песчаники с прослоями лиловых, серых и зеленовато-серых глинисто-серицитовых сланцев и серых и лиловато-серых тонко рассланцованных кварцевых алевролитов с серицито-глинистым цементом	200—300
5. Розовые и розовато-серые грубозернистые часто косослоистые кварцевые песчаники и гравелиты с мелкими рассеянными гальками кварца	70—100
6. Лиловые и розовые крупнозернистые массивные кварцевые песчаники, иногда косослоистые, с отдельными прослоями малиновых тонко рассланцованных кварцевых алевролитов и лиловых филлитовидных глинистых сланцев	100

Выше по разрезу (ниже по ручью) обнажения отсутствуют, но, судя по появлению карстовых воронок, можно предполагать, что необнаженная часть склона долины сложена карбонатными породами верхнего ордовика. Общая мощность ниже-среднеордовикских отложений в этом разрезе, видимо, превышает 500 м. Приведенный разрез по литологическому составу скорее всего следует отнести к тельпосской свите, которая

в данном случае полностью фациально замещает хыдейскую свиту и перекрывается карбонатными отложениями среднеордовикского возраста.

Ю. Б. Евдокимов (1959), детально изучавший строение ордовикских отложений в рассматриваемом районе, также отметил фациальные взаимоотношения тельпосской и хыдейской свит и дал, с нашей точки зрения, правильные объяснения. Детально изучая литологический состав, характер слоистости и строение разрезов, Ю. Б. Евдокимов пришел к выводу о сносе обломочного материала с запада. В соответствии с этим в западных разрезах резко увеличена мощность грубообломочной тельпосской свиты за счет хыдейской свиты. Например, в западном крыле антиклинали Енгано-Пэ она слагает $\frac{3}{4}$ разреза нижнего и среднего ордовика.

В общем по направлению на восток мощность хыдейской свиты постепенно увеличивается, а тельпосской соответственно уменьшается. Однако эта картина резко усложняется существованием поднятий антиклинали Енгано-Пэ и Манита-Нырда. Существование поднятий подтверждается появлением гальки из подстилающих пород вблизи от осевых частей этих антиклиналей. Эти поднятия отчасти преграждали прямой доступ обломочного материала с запада, играя роль своеобразных барьеров. К югу от указанных поднятий в Лемвинском синклинории грубообломочные породы отсутствуют совершенно. Последний, по-видимому, также был полностью отгорожен от западных источников сноса. По данным Ю. Б. Евдокимова, к северу от поднятий Енгано-Пэ и Манита-Нырда с запада поступает основное количество обломочного материала, который затем разносился продольными течениями на юг, в прогибы, располагающиеся между этими поднятиями. С этим, по-видимому, следует связывать «тельпосский» тип фаций ниже-среднеордовикских отложений к востоку от поднятия Манита-Нырда.

Средне- и верхнеордовикские отложения

Щугорская свита ($O_2 - z\check{c}$)

Средне- и верхнеордовикские отложения распространены на незначительной площади и плохо обнажены. Они слагают западное крыло Манитанырдынской антиклинали в долине р. Б. Пайпудыны и отдельные блоки западного крыла той же антиклинали в низовьях р. М. Пайпудыны. В основном средне-верхнеордовикские отложения представлены серыми и темно-серыми, мелко- и среднезернистыми слоистыми и массивными известняками, частично мраморизованными. Известняки глинистые или песчанистые. Обломочный материал в известняках исключительно кварцевый. Нередко появляются кремнистые разности известняков и незначительные участки доломитизированных известняков.

Граница между терригенными отложениями нижнего и среднего ордовика и карбонатными толщами среднего-верхнего ордовика постепенная. Среди песчаников и алевролитов хыдейской свиты появляются прослой известковистых песчаников, далее вверх по разрезу появляются песчанистые известняки и, наконец, вся толща становится карбонатной.

В бассейне р. М. Пайпудыны в самых низах щугорской свиты (хантейская свита, по М. Е. Раабен) М. Е. Раабен (1959) собрала следующую фауну: *Catazyga anticostiensis* Bill., *Actinoceras* sp., *Ischadites murtchisoni* Eichw., *Dianulites collifera* Bassler, *Monatrypa jowensis* Bassler. Перечисленные формы свидетельствуют о средне-верхнеордовикском возрасте карбонатных отложений.

В доломитах и доломитизированных известняках антиклинали Енгано-Пэ, перекрывающих терригенные отложения, К. Г. Войновским-Кригером собрана следующая фауна: *Asaphus* cf. *undatus* Stein., *Asaphus* sp., *Megalaspis* (?) sp. По мнению В. А. Варсанофьевой (1963), наличие

Megalaspis (?) sp. скорее всего говорит о среднеордовикском возрасте вмещающих пород. Более высокие горизонты свиты, по данным К. Г. Войновского-Кригера, содержат остатки фавозитид и брахиопод плохой сохранности (*Rafinesquiana*, *Rhynchotrema* sp. и др.), указывающих на их средне-верхнеордовикский возраст. В бассейне р. Б. Пайпудыны, по данным Ю. Б. Евдокимова (1959) и В. Н. Охотникова, среди известняков шугорской свиты появляются крупные линзы вулканогенных пород. Эффузивы представлены как основными, так и кислыми разностями. Основные эффузивы (порфиритоиды, метапорфириты и эпидото-альбито-актинолитовые апопорфиритовые сланцы) образуют пачки и прослои от нескольких до десятков метров мощностью, довольно быстро выклинивающиеся по простиранию. Кислые эффузивы представлены лиловыми и буровато-коричневыми кварцевыми порфирами и фельзитами. Обычно кислые эффузивы слабо изменены и иногда сохраняют кайнотипный облик. Кислые эффузивы слагают мощные (десятки и сотни метров мощностью) линзы небольшой протяженности (от сотен метров до 1—2 км).

В западной части района, в крыльях Енганопейской антиклинали, вулканогенные отложения отсутствуют и шугорская свита целиком сложена карбонатными породами. Мощность шугорской свиты в западных разрезах, по данным К. Г. Войновского-Кригера, не превышает 200 м. В восточной части, особенно в тех местах, где среди известняков появляются вулканогенные породы, мощность свиты увеличивается до 400—500 м (Евдокимов, 1959).

Силурийские отложения

Силурийские отложения слагают крылья и периклинальное замыкание Енганопейской антиклинали. Эти отложения подробно изучены К. Г. Войновским-Кригером. Обычно силурийские отложения представлены светло-серыми, серыми и темно-серыми крупнозернистыми и среднезернистыми известняками, часто доломитизированными и переходящими в сплошные доломиты. Известняки, как правило, массивные или толстоплитчатые. По данным К. Г. Войновского-Кригера, силурийские отложения на западном и восточном крыльях Енганопейской антиклинали несколько различаются по своей литологии. На восточном крыле преобладают темные мелкозернистые слоистые известняки и доломитизированные известняки с маломощными пропластками известковистых сланцев и темных глинистых сланцев со стяжениями кремней. В западном крыле антиклинали в основном развиты желтовато-серые массивные доломитизированные известняки и доломиты. В известняках К. Г. Войновским-Кригером собрана малочисленная фауна (*Pleurotomaria*, *Murchisonia*). Учитывая эти формы, а также положение слоев между фаунистически охарактеризованными ордовикскими и нижнедевонскими отложениями, их можно отнести к силуру. Общая мощность силурийских отложений в районе антиклинали Енганопейской достигает, по данным К. Г. Войновского-Кригера, 1300 м.

Силурийские отложения, видимо, развиты вдоль восточного крыла Манитаньрдской антиклинали, в бассейне р. Б. Пайпудыны. Однако здесь они почти не содержат фауны и не могут быть отделены от отложений шугорской свиты. Севернее рассматриваемого района, в бассейне р. Б. Пайпудыны в известняках шугорской свиты Н. И. Попович обнаружил *Crassialveolites* sp., что указывает на их силурийский или нижнедевонский возраст.

Девонские отложения

Девонские отложения развиты на южном периклинальном замыкании Енганопейской антиклинали, где они были подробно изучены К. Г. Войновским-Кригером.

Нижнедевонские отложения (D₁)

Нижнедевонские отложения представлены светло-серыми и желтовато-серыми (реже темно-серыми) массивными доломитами, доломитизированными известняками и известняками. Известняки иногда содержат мало мощные (от нескольких десятков сантиметров до 1,5 м) прослои темных глинистых сланцев. В известняках собрана богатая фауна (сборы Г. А. Чернова), в том числе *Sieberella vagranica* Khod., *Karpinskia fedorovi* Tschern., *Carinata* ex gr. *arimaspa* Eichw., *Fasciphyllum pet-schorense* Soshk. и др. Мощность нижнедевонских отложений, по данным К. Г. Войновского-Кригера, не превышает 360 м.

Среднедевонские отложения (D₂)

Среднедевонские отложения также обычно сложены светлыми (реже темными) массивными и толстоплитчатыми известняками и доломитизированными известняками. Часто появляются рифогенные известняки, содержащие богатую фауну кораллов и брахиопод: *Gipidula* aff. *acutolobata* Sandb., *Carinata* cf. *arimaspa* Eichw., *Liorhynchus medioplicata* Nal., *Dohmophyllum involutum* Wdnd., *Theodossia superba* Sichw. и др. формы, характерные для эйфельского яруса, а также *Favosites ottiliae* Penecke, *Favosites goldfussi* d'Orb., *Chaetetes tenuis* Freck., *Alveolites suborbicularis* Lam., *Leperditia larbotana* Schm., *Eospirifer* cf. *samski* Khod., *Conchidium baschkiricum* Vern. и др. формы живетского яруса. В живетских отложениях наряду с известняками К. Г. Войновский-Кригер указывает мало мощные (до нескольких метров) прослои серых кварцевых песчаников и серых глинистых сланцев. Прослои кварцевых песчаников по направлению на восток (на восточном крыле Енганпейской антиклинали) замещаются иногда глинистыми сланцами. К. Г. Войновский-Кригер приводит для среднедевонских отложений мощность порядка 800—900 м.

Верхнедевонские отложения почти нацело представлены желтовато-серыми и серыми массивными доломитами, доломитизированными известняками и известняками. Иногда встречаются более темные слоистые и даже тонкослоистые известняки и серые конгломератовидные известняки. Известняки содержат богатую фауну французского яруса (*Plicatifera* ex gr. *praelonga* Sow., *Theodossia* aff. *anossofi* Vern., *Anatrypa* sp., *Pugnax* ex gr. *pugnus* Mart., *Pentamepus* ex gr. *gellatus* Dalm., *Hypothyridina cuboides* Sow., *Atrypa posturalica* Mark., *Cyrtospirifer conoides* Roem. и др.). По данным К. Г. Войновского-Кригера, фаменские отложения выделены условно, мощность верхнедевонских отложений достигает 760 м. Общая мощность девонских отложений достигает 1900—2000 м.

Лемвинский синклиорий

Стратиграфия Лемвинского синклиория была впервые подробно изучена и описана К. Г. Войновским-Кригером (1945, 1955, 1956а, б, 1960а, б). Он выделил синклиорий как самостоятельную структурную единицу, а развитые там отложения описал под названием «лемвинского структурно-фациального комплекса», противопоставляя его «елецкому фациальному комплексу», рассмотренному выше. После К. Г. Войновского-Кригера отложения Лемвинского синклиория подробно изучались К. П. Евсеевым (1960), М. Е. Раабен (1959), В. Н. Гессе (1961, 1962), А. Д. Миклухо-Маклаем и др.

Лемвинский синклиорий выполнен очень однообразными по составу толщами, начиная от ордовикских и до пермских включительно. В основном отложения синклиория представлены различными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с подчиненным количеством глинистых

известняков и алевролитов. Фауна содержится лишь в отдельных частях разреза. В ряде мест с несомненностью доказываются быстрые фациальные переходы между отдельными свитами. Если учесть при этом, что сланцевые толщи очень сложно дислоцированы и во многих местах представляют собой серию чешуй, то становятся ясными трудности, возникающие при разработке стратиграфии синклинория. Относительная последовательность свит в ряде мест устанавливается с трудом.

Ордовикские отложения

Грубеинская свита (Ogr)

Грубеинская свита выделена впервые К. Г. Войновским-Кригером (1945) под названием филлитовой свиты. Впоследствии эти отложения изучались подробно К. П. Евсеевым (1960). Им же было предложено переименовать филлитовую свиту в грубеинскую в соответствии с требованиями, предъявляемыми к наименованиям стратиграфических подразделений. Название свита получила по р. Грубе-Ю на Приполярном Урале, где К. Г. Войновский-Кригер подробно впервые описал эту свиту и обнаружил в ней фауну плохой сохранности *Orthis* (?) sp. indet.

Грубеинская свита слагает восточный борт Лемвинского синклинория, протягиваясь в виде узкой полосы или нескольких узких полос на сотни километров. В южной части Полярного Урала грубеинская свита обнажается на водоразделе бассейнов р. Хароты и р. Хараматалоу, слагающая северо-западный склон и подножье водораздельного хребта. Грубеинская свита в основном сложена лиловыми и зелеными глинистыми сланцами, кремнисто-глинистыми сланцами и филлитами. Сланцы обычно мягкие листоватые. Зеленая и лиловая окраски распределены очень прихотливо. Зеленые и малиновые сланцы нередко обособляются в виде сравнительно мощных пачек. Часто зеленые сланцы переслаиваются с малиновыми сланцами или содержат в себе линзовидные участки и неправильной формы пятна малиновых сланцев. Точно так же малиновые сланцы часто содержат участки и пятна зеленых сланцев. Микроскопически филлитовидные глинистые сланцы представляют собой глинисто-серицит-хлоритовый агрегат, иногда обогащенный чешуйками гематита или бурыми окислами железа. Окраска в сланцах, вероятно, связана с различным количеством хлорита и гематита.

В более метаморфизованных разностях глинистое вещество исчезает и замещается необычайно тонкозернистым агрегатом кварца и альбита. Листочки хлорита и серицита становятся крупнее и четко ориентируются вдоль сланцеватости. В некоторых случаях среди метаморфизованных сланцев появляются более крупные порфиروبласты альбита и хлорита. К. Г. Войновский-Кригер, детально изучавший филлитовидные сланцы грубеинской свиты, считает, что иногда сланцы имеют значительную примесь туфогенного материала, чем и объясняется заметное обогащение хлоритом и гематитом.

Пестрые сланцы слагают основную часть грубеинской свиты в рассматриваемом районе. В виде редких прослоев среди сланцев встречаются зеленые очень тонкозернистые алевролитовые сланцы и алевролиты кварцево-хлоритового и альбито-кварцево-хлоритового состава. Эти сланцы образуют прослои до 1—2 м мощностью. Алевролиты тонкослоисты, иногда довольно массивны. Характерно, что зеленые алевролиты часто содержат линзовидные участки алевролитов с малиновым оттенком, правда значительно менее ярким, чем малиновые глинистые сланцы.

В бассейне верховьев р. Елец среди глинистых сланцев и филлитов иногда появляются пачки серых и темно-серых глинистых и глинисто-кремнистых сланцев с углистым веществом. Обычно эти сланцы тонко-

слоисты, но иногда, особенно кремнистые разности, довольно массивны. Темные глинистые сланцы чаще всего встречаются в низах разреза свиты.

Грубеинская свита почти повсеместно отделена от расположенных восточнее рифейско-нижнепалеозойских отложений разломом, так что, как правило, основание свиты не видно. Однако на самом водоразделе р. Б. Хараматалоу и руч. Вон-Кур-Юган (правый приток р. Хароты) к востоку от линии разлома сохранилась небольшая синклиналь, сложенная породами грубеинской свиты. В юго-восточном крыле этой синклинали и в ее юго-западном центроклинальном замыкании можно наблюдать контакт рифейско-нижнепалеозойских отложений с породами грубеинской

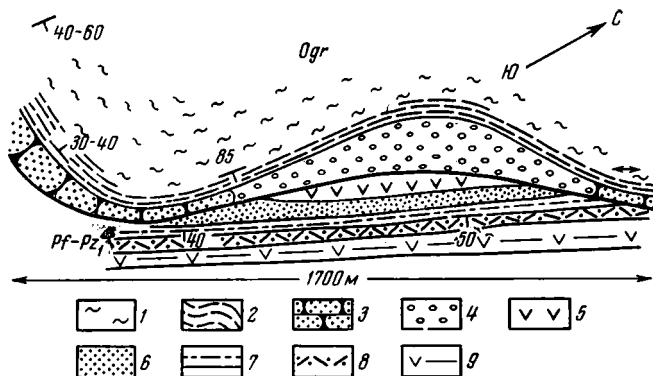


Рис. 17. Несогласное залегание отложений грубеинской свиты на рифейско-нижнепалеозойских отложениях

1 — пестрые филлитовые сланцы; 2 — темные графитоидсодержащие алевролиты и глинистые сланцы; 3 — кварцитопесчаники; 4 — конгломераты и полимиктовые песчаники; 5—9 — рифейско-нижнепалеозойские образования: 5 — основные эффузивы, 6 — песчаники, 7 — глинистые сланцы, 8 — туфопесчаники, 9 — рассланцованные эффузивы

свиты (фиг. 17). Как видно на приведенном рисунке, грубеинская свита с несогласием лежит на подстилающих толщах, срезаая отдельные горизонты рифейско-нижнепалеозойских отложений. Ниже приводится описание разреза:

Мощность, м

1. Контакт не обнажен. В нижней части разреза выходят крупногальчниковые конгломераты основания грубеинской свиты. Конгломераты очень плохо сортированы. Гальки от нескольких миллиметров до 30—40 см в диаметре. Цемент конгломератов — серовато-зеленые полимиктовые песчаники до гравелитов. Гальки состоят из хорошо окатанных обломков белого и серого кварца и различных местных пород. Последние обычно образуют значительно менее окатанные обломки, часто неправильной формы, иногда достигающие 20—30 см в диаметре. Среди них наиболее распространены темные с зеленым оттенком порфиритоиды и эпидото-актинолит-хлоритовые зеленые сланцы, неотличимые от пород, развитых в подстилающих толщах. Кроме того, встречаются серовато-зеленые окварцованные порфириты, хлоритсодержащие кварциты и черные серицито-альбито-кварцевые графитоидсодержащие сланцы, также нередко встречающиеся в рифейско-нижнепалеозойских отложениях. Характер обломков и их состав явно говорят о непосредственном размыве подстилающих образований

100

2. Конгломераты постепенно сменяются стально-серыми и желтовато-серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, сильно рассланцованными и превращенными в метаморфические сланцы. В песчаниках помимо обломков кварца и плагиоклаза отмечаются обломки порфиритондов, микрокварцита и графитоидсодержащего микрокварцита

50

3. Серые и темно-серые слюдястые полимиктовые алевролитовые сланцы (альбито-кварцево-мусковитовые), переслаивающиеся с серыми и черными кремнисто-глинистыми плитчатыми сланцами с графитовым веществом

Темные алевролиты и сланцы выше сменяются зелеными и малиновыми филлитовидными глинистыми сланцами, составляющими основную часть свиты.

Базальные конгломераты и полимиктовые песчаники не представляют собой выдержанного горизонта. Они образуют линзу, вытянутую на 1—1,5 км по простиранию. Как к северо-востоку, так и к юго-западу конгломераты и полимиктовые песчаники замещаются массивными серыми кварцевыми песчаниками и гравелитами, почти целиком состоящими из кварца. В виде небольшой примеси эти песчаники содержат обломки плагиоклазов. Кварцевые песчаники (переходящие местами в кварциты) литологически почти неотличимы от кварцевых песчаников тельпосской свиты нижне-среднего ордовика. Базальные песчаники и кварциты образуют небольшой мощности горизонт (до 30—50 м), выше которых лежит пачка серых и темно-серых мелкозернистых алевролитов, переслаивающихся с глинисто-кремнистыми сланцами. Последние сменяются вверх по разрезу обычными для грубеинской свиты пестрыми глинистыми сланцами.

Мощность всей грубеинской свиты определить не удалось. Дело в том, что грубеинская свита слагает полосу в зоне развития крутых надвигов и несомненно очень интенсивно дислоцирована. Не исключено, что сама полоса пород грубеинской свиты представляет собой серию чешуй. Однообразие литологического состава свиты не позволяет разделить ее на пачки и толщи, что несомненно помогло бы оценить мощность всей свиты.

Можно лишь говорить о том, что минимальная ширина выходов пород грубеинской свиты равна 800—1000 м. Учитывая, что в этом месте породы свиты падают под углом 50°, можно предположить, что мощность грубеинской свиты оценивается сотнями метров.

Возраст грубеинской свиты обоснован очень плохо. Помимо отмеченной выше находки *Orthis* (?) sp. indet., на Приполярном Урале в верховьях р. М. Надоты М. Е. Раабен обнаружила в породах грубеинской свиты *Orthis* sp., *Parambonites* sp., *Platystrophia* sp. (Раабен, 1959). Эти формы указывают на ниже-среднеордовикский возраст свиты. Однако возможно, что в некоторых случаях грубеинская свита охватывает по возрасту весь ордовик.

Харбейшорская свита (O? chs)

Харбейшорская свита была выделена К. Г. Войновским-Кригером под названием «харбейшорской фации филлитовой (грубеинской) свиты». Харбейшорская свита слагает отдельные площади в бассейнах правых притоков верхнего течения р. Хароты, в бассейне верховьев р. Яй-Ю и р. Елец и в верховьях р. Сось.

Харбейшорская свита в основном сложена зеленовато-серыми и серыми алевролитами и алевролитовыми сланцами. Среди алевролитов довольно часто встречаются пачки мелкозернистых и даже среднезернистых кварцевых песчаников и прослои серых и зеленых глинистых сланцев. Алевролиты в основном кварцевые. Цемент глинисто-серицитовый или глинисто-серицито-хлоритовый. Больше всего распространены массивные или слабополосчатые алевролиты, но иногда отмечаются тонкополосчатые разности. Обычно эти разности имеют серые, зеленые или голубовато-зеленые цвета за счет заметного обогащения хлоритом. В рассланцованных полосчатых разностях на поверхностях сланцеватости, совпадающей

обычно с полосчатостью, развивается тонкий агрегат серицита, что придает им шелковистый блеск.

Серые кварцевые песчаники обычно довольно массивны, реже слабо полосчатые. Они образуют отдельные пласты и пачки до 2—3 м мощностью. Иногда встречаются кварцево-мусковитовые разности песчаников.

Серые сланцы — глинисто-серицитовые, зеленовато-серые — глинисто-серицито-хлоритовые. Они содержат отдельные мелкие обломочные зерна кварца. Сланцы обычно образуют пачки до 10—15 м мощности. Иногда глинистые сланцы слагают маломощные прослои (до 30—40 см) в алевролитах.

В некоторых местах в разрезе свиты появляются маломощные прослои темных и черных глинисто-кремнистых и глинисто-углистых сланцев, а также стально-серых тонкоплитчатых кремнисто-глинистых сланцев. Все эти породы широко развиты в вышележащей харотской свите, и их появление в харбейшорской свите может служить косвенным доводом в пользу постепенного перехода между этими двумя свитами. К югу, по данным К. Г. Войновского-Кригера, состав харбейшорской свиты несколько меняется. Здесь преобладают зеленые и голубовато-зеленые массивные и тонкополосчатые алевролиты и алевролитовые сланцы серицито-хлорито-кварцевого состава и зеленые и голубовато-зеленые серицито-хлорито-глинистые сланцы.

Возраст и стратиграфическое положение харбейшорской свиты неясны. В северной части Лемвинского синклинория нет никаких данных о взаимоотношениях харбейшорской свиты с отложениями грубеинской свиты. В бассейне верховьев р. Лемвы К. Г. Войновский-Кригер наблюдал постепенные переходы от грубеинской свиты к харбейшорской. В свою очередь, харбейшорская свита, по-видимому, тесно связана с харотской свитой силура. Все это заставило К. Г. Войновского-Кригера принять ордовикский возраст харбейшорской свиты. С его точки зрения, эта свита лежит выше грубеинской свиты, возможно, частично замещающая ее вкрест простираения. Однако, как будет показано ниже, в северном продолжении Лемвинского синклинория широко распространены алевролиты и сланцы, неотличимые от пород харбейшорской свиты, но имеющие значительно более молодой (девонско-каменноугольный) возраст. Мощность харбейшорской свиты вряд ли превышает несколько сотен метров.

К а ч а м ы л ь к с к а я с в и т а ($O_{2+3}km$)

Качамыльская свита была впервые выделена К. Г. Войновским-Кригером. Она распространена по западному борту Лемвинского синклинория и практически не встречается в его восточном борту. Типовой разрез свиты наблюдается в гряде Кача-Мыльк и в бассейне левобережья среднего течения р. Хароты.

Качамыльская свита представляет собой переслаивание известняков, кварцевых песчаников и глинисто-известковистых алевритистых сланцев. Алевролиты и алевролитовые сланцы имеют серую или зеленовато-серую окраску. Обычно они неправильно слоисты, реже массивны. Сланцеватость не всегда отчетливо выражена. Алевролиты образуют основную часть свиты. Остальные разности слагают среди них отдельные пласты и пачки.

Известняки светло-серые, массивные, мелкозернистые, обычно отчетливо слоистые. В некоторых случаях, при увеличении количества глинистого материала, известняки переходят в своеобразные петельчатые разности. Петельчатая текстура этих известняков обусловлена тонкими нитевидными прожилками глинистого материала. Петельки достигают 5—10 см в длину и 2—3 см в высоту. Петельчатые разности обычно чере-

дуются с непетельчатыми. Известняки, как правило, образуют отдельные пласты (мощностью от нескольких — до десяти метров) среди алевроитовых и глинистых сланцев.

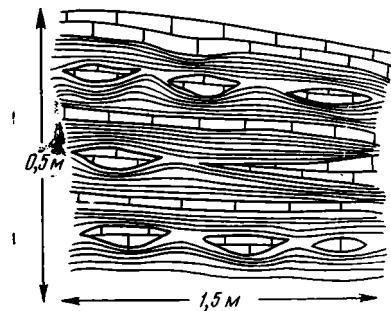
Глинистые сланцы зеленовато-серые с характерным шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. Песчаники в составе свиты представлены серыми, зеленовато-серыми и темно-серыми мелкозернистыми разновидностями кварцевого состава. Обычно это довольно массивные, нерассланцованные породы. Песчаники образуют отдельные пласты мощностью от нескольких до десятков метров среди алевролитов.

В известняках качамылькской свиты в бассейне р. Хароты К. П. Евсеевым (1960) обнаружена фауна остракод *Primita* sp. и *Lepeditella* cf. *aequilatera* (Ulrich.), характерных для среднего ордовика. Южнее рассматриваемой территории (бассейны рек Хаймы, Б. Грубе-Ю и др.), помимо многочисленных форм среднего ордовика, обнаруженных В. В. Меннером и М. Е. Раабен (1959), К. Г. Войновский-Кригер (1960a) и С. Н. Волков (Варсановьева, 1963) отмечают присутствие *Asaphus platyurus* Angelin., *Clitambonites* sp., *Rafinesquina* sp., *Siphonotreta* sp., *Nicoletella* sp., *Patella* sp., *Paurorthis parva* Pand. и др., характерных для среднего и верхнего ордовика. Таким образом, возраст свиты устанавливается как средне-верхнеордовикский. К. Г. Войновский-Кригер указывает на постепенный переход вверх по разрезу в харотскую свиту силура. С другой стороны, по данным К. Г. Войновского-Кригера, качамылькская свита, постепенно фациально замещает харбейшорскую свиту и, по-видимому, является западным фациальным аналогом части харбейшорской свиты. Мощность качамылькской свиты оценивается в несколько сотен метров.

Верхнеордовикские и силурийские отложения

Харотская свита (O_3 — Sch)

Харотская свита впервые была выделена К. Г. Войновским-Кригером (1945). Свое название свита получила от р. Хароты, где она наиболее хорошо обнажена. В северной части Лемвинского синклинория типовой разрез свиты обнажается по одному из правых притоков среднего течения р. Хароты, в бассейне среднего и нижнего течения этой реки и в бассейне среднего течения р. Елец. Харотская свита очень широко распространена и в других частях Лемвинского синклинория, сохраняя при этом свою литологическую характеристику.



Фиг. 18. Характер переслаивания известняков и глинистых сланцев в харотской свите

Харотская свита представляет собой частое переслаивание глинистых и кремнистых сланцев с известняками (фиг. 18). Известняки при этом явно подчинены сланцам. Глинистые сланцы развиты в составе свиты наиболее широко. Обычно это зеленовато-серые филлитовидные

сланцы, иногда содержащие стилолины; черные и серые глинистые сланцы, часто углистые; нежно-зеленые и лиловые филлитовидные листоватые глинистые сланцы, переходящие в малиновые или мясо-красные сланцы. Кроме того, довольно широко распространены стально-серые плитчатые глинистые и глинисто-кремнистые сланцы.

Кремнистые сланцы харотской свиты также иногда окрашены в пестрые цвета, но среди них преобладают черные кремнистые сланцы, нередко тонкослоистые. Кроме них, встречаются серые и зеленые тонкополос-

чатые кремнистые сланцы, переходящие местами в кирпично-красные глинисто-кремнистые сланцы.

Известняки харотской свиты образуют отдельные пачки и прослои среди глинистых и кремнистых сланцев и имеют очень характерный облик. Обычно это серые и светло-серые мелкозернистые глинистые известняки, часто петельчатые. Иногда появляются тонкослоистые известняки. Нередко серые известняки имеют более массивное сложение и местами содержат линзовидные или округлые черные включения кремней. Известняки чаще всего встречаются в низах свиты.

Ниже приводится разрез части харотской свиты, обнажающийся в среднем течении р. Елец.

Вдоль правого берега реки, снизу вверх по разрезу, обнажаются:

	Мощность, м
1. Серые глинистые известняки, массивные в нижней части, приобретающие в верхней части характерное петельчатое строение	30
Не обнажено	10
2. Серые и темно-серые известковистые сланцы	6
Не обнажено	20
3. Серые и стально-серые глинистые сланцы	10
4. Серые несколько алевритистые глинистые сланцы с щепковидной отдельностью	3
5. Зеленовато-серые и серые глинистые сланцы с плитчатой отдельностью	5
6. Голубовато-серые и зеленовато-серые кремнистые сланцы	20
7. Ярко-малиновые глинистые сланцы с тонкоплитчатой отдельностью	1,5
8. Серые филлитовидные глинистые сланцы	15
Не обнажено	3
9. Серо-зеленые глинистые сланцы	7
Не обнажено	6
10. Серовато-зеленые филлитовидные глинистые сланцы	5
Не обнажено	12—15
11. Тонкое переслаивание серо-зеленых листоватых глинистых сланцев и темно-серых кремнистых сланцев	3
12. Серовато-зеленые и салатно-зеленые глинистые сланцы с параллельноподальной отдельностью	20
13. Голубовато-серые и зеленовато-серые кремнистые сланцы	10
Не обнажено	2
14. Серовато-зеленые глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, иногда несколько алевритистые	10—20
Не обнажено	3
15. Переслаивание малиновых и желтовато-зеленых глинистых сланцев. Иногда малиновые сланцы образуют неправильные гнезда среди зеленых и наоборот. Среди сланцев встречаются караваяобразные конкреции известняка до 30 см в диаметре	10
Не обнажено	20
16. Черные углистые и углисто-глинистые сланцы	3
Не обнажено	6
17. Маркие листоватые черные углистые сланцы	50—70

Далее вверх по разрезу выходят черные глинистые и алеврито-глинистые сланцы с прослоями серых и темно-серых известняков, относящиеся к лекедеевской свите девонского возраста.

К. Г. Войновский-Кригер (1945), К. П. Евсеев (1960), Т. Н. Корень (1961) и др. собрали в отложениях харотской свиты бассейнов рек Харота, Харуты, Хойлы, Паги и др. многочисленные остатки граптолитов, характеризующие все ярусы силура: *Rastrites* ex gr. *hybridus* (Lapworth), *Monograptus sedgwicki* (Portlock), *Spirograptus protens* (Barrandella), *Monograptus marri* Perner, *Oktovites spiralis* (Geinitz), *Steptograptus ex ignus* (Nicholson), *Pristiograptus quertrudae* Koren in litt., *Pr. ludlwenensis* (Bucek), *Monograptus crinitus* Wood. Значительно сложнее обстоит дело с нижней и верхней границами свиты. По мнению К. Г. Войновского-Кригера (1945, 1956), К. П. Евсеева (1960) и др., харотская свита имеет только силурийский возраст. Это обосновывается силурийскими

граптолитами, содержащимися в свите, и тем, что харотская свита согласно перекрывает качамыльскую свиту средне-верхнеордовикского возраста М. Е. Раабен (1959) допускает возможность верхнеордовикского возраста нижней части харотской свиты. Основанием для такого предположения служат факты постепенного перехода вверх по разрезу от среднеордовикских песчаников хыдейской свиты к сланцам харотской свиты. В. А. Варсановьева (1963) также допускает возможность верхнеордовикского возраста самых нижних частей харотской свиты. Однако нельзя исключать возможности разного стратиграфического объема свиты в разных частях синклинория.

В бассейне р. Лемвы (р. Харута) К. Г. Войновский-Кригер описал разрез харотской свиты, прекрасно охарактеризованный граптолитами почти всего силурийского периода (от верховьев ландоверийского до лудловского яруса включительно). Мощность этого разреза составляет всего 90 м. Ниже располагаются неохарактеризованные фауной слои харотской свиты, которые могут отвечать только нижнему ландовери, возможно, верхам ордовика. Общая мощность свиты очевидно не превышает 200 м. К. П. Евсеев (1960) в бассейне р. Лемвы описал разрез харотской свиты, охарактеризованной многочисленными граптолитами ландоверийского, венлокского и нижнелудловского ярусов. Общая мощность свиты в этом разрезе 230 м. В других случаях не удастся провести такое точное определение мощности свиты, но, судя по ее довольно выдержанной литологической характеристике, трудно допустить резкое изменение мощности.

Девонские отложения

Девонские отложения изучены очень слабо. Фаунистически доказанные девонские образования (лекелецкая свита) известны только в среднем течении р. Елец, в зоне сочленения Лемвинского синклинория с Енганоупейской антиклиналью. Лекелецкая свита выделена К. Г. Войновским-Кригером. Она представляет собой переслаивание темных углисто-глинистых и алевроито-глинистых сланцев с серыми глинистыми и массивными известняками. Для характеристики ниже приводится разрез части свиты, обнажающийся по левому берегу р. Елец:

Мощность, м

1. Переслаивание черных углисто-глинистых сланцев с темно-серыми мелкокристаллическими известняками. Мощности прослоев известняков колеблются от 0,5 до 15 см	10
2. Переслаивание тех же пород, но известняки образуют более мощные прослои (до 25 см) и преобладают над сланцами	5
3. Слой, сходный со слоем 1	20
4. Частое, очень правильное переслаивание черных глинисто-алевритистых сланцев и темно-серых известняков	3
5. Переслаивание темно-серых глинистых сланцев с серыми известняками. Сланцы преобладают	60—70
6. Темно-серые глинистые и алевролитоглинистые сланцы с редкими маломощными прослоями известняков	40
7. Известняк темно-серый мелкокристаллический, массивный	10
8. Серые глинистые сланцы с редкими прослоями известняков	35

В массивных известняках лекелецкой свиты в верхнем течении р. Елец ниже устья р. Хароты К. Г. Войновский-Кригер (1963) собрал фауну брахиопод, губок и кораллов: *Favosites* sp., *Chaetetes* (?) sp. nov., *Mennerina* sp. (gen. et sp. nov.), *Thamnapora* sp. nov., *Favosites graffi* Penecke, *Stenophyllum gorskyi* (Bulv.), *Spongophyllum halisitondes* (Ether), *Pseudohonophyllum pseudohelianthoides* (Scherz.), *Fasciphyllum halliaforme* Soshk., *Neocolumnaria biensis* Soshk. (?), *Grypophyllum* cf. *gorskyi* Bulv., *Atrypa* cf. *comata* Barr., *A. ex gr. reticularis* (L.), *A. ex gr.*

aspera Shloth., *A. cf. bifidaeformis* Tschern., *Karpinskya conjugula* Tschern. (?), *Gypidula cf. acutolobata* Sandb., *Eoretidilaria cf. pachyrhyncha* Vern. и др. Учитывая эту фаунистическую характеристику, К. Г. Войновский-Кригер пишет о широком возрастном диапазоне свиты (от низов девона до начала верхнего девона). Лекелецкая свита постепенно сменяет вверх по разрезу отложения харотской свиты. Взаимоотношения с вышележащими (каменноугольными) отложениями не видны.

В 1,5 км восточнее описанного разреза образования лекелецкой свиты слагают узкую полосу среди пород харотской свиты силура. Лекелецкая свита в этом месте почти целиком сложена темными и серыми глинистыми сланцами с редкими прослоями серых песчанистых известняков и литологически очень сходна с харотской свитой, отличаясь от нее присутствием в разрезе отдельных пластов песчанистых известняков.

В южной части Лемвинского синклинория К. Г. Войновский-Кригер выделяет пагинскую свиту, в песчаниках которой содержатся единичные остатки растений девонского возраста. Эта свита распространена очень локально и связь ее с силурийскими и каменноугольными отложениями неясна. Пагинская свита, по данным К. Г. Войновского-Кригера, представляет собой переслаивание серых, зеленовато-серых и темных кварцевых песчаников, темных и серых алевролитовых глинистых и кремнистых сланцев. Среди отпечатков флоры А. Н. Криштофович указывает на присутствие рахисов папоротникоподобных, что, по его мнению, свидетельствует скорее всего в пользу верхнедевонского возраста вмещающих песчаников.

Каменноугольные отложения

Каменноугольные отложения в Лемвинском синклинории развиты локально. В целом они представлены кремнистыми и глинистыми сланцами и известняками, но в определенных местах среди них появляются мощные песчаниковые толщи. Каменноугольные отложения западной и восточной части Лемвинского синклинория несколько отличаются друг от друга.

Стратиграфия каменноугольных отложений Лемвинского синклинория разработана К. Г. Войновским-Кригером (1963). В рассматриваемой северной части синклинория он выделяет три свиты. На западе синклинория развита воргашорская свита ниже- и, возможно, среднекаменноугольного возраста. В восточной части синклинория выделяется яйюская и райизская свиты, являющиеся фациальным аналогом воргашорской свиты.

Воргашорская свита (Cws)

Воргашорская свита сложена темными плитчатыми битуминозными известняками с многочисленными линзочками и прослоями черных кремней. Известняки содержат отдельные прослои и пачки темных глинистых и кремнистых сланцев и плитчатых массивных темных кремней. В известняках К. Г. Войновским-Кригером (1963) собрана многочисленная фауна мшанок, кораллов, брахиопод, гониатитов и фораминифер нижнего карбона. Лежащая выше палеонтологически немая толща воргашорской свиты условно отнесена К. Г. Войновским-Кригером к среднему карбону. В более южных районах К. П. Евсеев (1960) в аналогичных отложениях обнаружил фауну нижнего и среднего карбона. По мнению К. П. Евсеева, низы свиты могут отвечать верхам девона.

Восточнее воргашорская свита карбона описана К. Г. Войновским-Кригером в нижнем течении р. Хароты. Здесь воргашорская свита представлена черными тонколистовыми глинистыми и кремнисто-глинистыми

сланцами, среди которых отмечаются многочисленные прослои темных битуминозных известняков до 1—3 м мощностью. Кроме того, среди черных сланцев встречаются прослои зеленых и серых глинистых сланцев и полосчатых серых, зеленых и светлых кремней. В известняках К. Г. Войновский-Кригер собрал фауну мшанок, кораллов и фораминифер, выделяющую о нижне-среднекаменноугольном возрасте свиты.

Как видно из этих двух разрезов, по направлению с запада на восток, вкост простирания синклинория, в составе каменноугольных отложений уменьшается количество известняков и увеличивается количество глинистых сланцев.

Еще восточнее каменноугольные отложения слагают узкую полосу, вытянутую в меридиональном направлении, в верховьях рек Яй-Ю и Елец, в самой восточной части Лемвинского синклинория. Они были выделены К. Г. Войновским-Кригером под названием яйюской свиты.

Яйюская свита (Сју)

Яйюская свита бассейна верховьев р. Яй-Ю сложена, в основном, черными и темно-серыми плитчатыми глинистыми филлитовидными и черными кремнисто-глинистыми и углисто-глинистыми тонко- и толсто-плитчатыми сланцами с очень редкими прослоями и включениями темно-серых и черных мелкозернистых битуминозных известняков. В целом в верховьях р. Яй-Ю известняков еще меньше, чем в бассейне нижнего течения р. Хароты. Характерно, что в яйюской свите появляются редкие прослои серых рассланцованных алевролитов и песчаных известняков.

Наиболее восточные разрезы яйюской свиты можно наблюдать в верховьях р. Собы. Свита представлена темно-серыми и серыми глинистыми известняками, переслаивающимися с прослоями и пачками темных глинистых сланцев, нередко филлитовидных и черных пачкающих углисто-глинистых сланцев. Иногда встречаются прослои и пачки серых и темно-серых плитчатых кремнистых сланцев. В ряде мест появляются линзы серых массивных известняков с многочисленными члениками криноидей. Среди глинистых сланцев изредка появляются прослои серых и темно-серых известковистых полимиктовых песчаников, образующих пласты до 5—7 м мощностью. Песчаники обычно средне- и мелкозернистые, разнозернистые с плохосортными и плохосортированными обломками кварца и кислых плагиоклазов. Пласты песчаников обычно довольно быстро выклиниваются по простиранию.

Для характеристики свиты ниже приведен ее разрез по одному из правых притоков р. Собы:

Мощность, м

1. Серые глинистые сланцы с пластинчатой отдельностью, содержащие отдельные (до 20—30 см мощностью) прослои черных углистых сланцев	4
2. Известняк серый, массивный	2
Не обнажено	5
3. Черные углистые сланцы с тонкими (от 0,5 см до 0,5 м мощностью) прослоями темно-серых глинистых известняков	20
4. Известняки темно-серые, глинистые, тонкослоистые	40
Не обнажено	8
5. Черные тонкоплитчатые углисто-глинистые сланцы	5
Общая мощность разреза, состоящего из переслаивания известняков и сланцев, не превышает	300—400

Выше по разрезу известняки почти нацело выпадают из разреза и наблюдается переслаивание различных сланцев такого типа:

Мощность, м

1. Углистые и углисто-глинистые сланцы	70
Не обнажено	20
2. Черные и темно-серые глинистые сланцы, иногда филлитовидные	10

Не обнажено	15
3. Черные пачкающие углистые сланцы	30
4. Пачка представляет собой частое переслаивание черных углисто-глинистых сланцев и стально-серых плитчатых кремнисто-глинистых сланцев. В нижней части пачки преобладают углисто-глинистые сланцы, в верхней — серые кремнисто-глинистые сланцы. Сланцы содержат отдельные прослои мраморов мощностью до 2 м	80—100
5. Переслаивание стально-серых мягких глинистых сланцев с зеленовато-серыми, нежно-зелеными и малиновыми глинистыми сланцами. Среди глинистых сланцев встречаются отдельные прослои лиловато-зеленых и голубовато-зеленых алевроитов и алевроито-глинистых сланцев до 3—5 м мощностью	300

К. Г. Войновский-Кригер относил эту пачку к харотской свите, которая, по его мнению, слагает тектоническую линзу среди сланцев яйюской свиты. Однако не менее вероятно, что эта своеобразная пачка входит в состав яйюской свиты, как и показано на геологической карте. На это указывает постепенный переход к нижележащим отложениям яйюской свиты.

Выше по разрезу, после необнаженного участка шириною в 30 м, выходят:

Мощность, м

1. Темно-серые и черные листоватые глинистые сланцы с прослоями зеленовато-серых глинистых сланцев до 30 см мощностью	7
2. Темно-серые листоватые глинистые сланцы	4
3. Зеленовато-серые кремнисто-глинистые тонкоплитчатые сланцы	2
4. Пачка, представляющая собой частое переслаивание черных углистых пачкающих сланцев с темно-серыми глинистыми сланцами	30
5. Голубовато-зеленые глинистые сланцы, переходящие в стально-серые кремнисто-глинистые сланцы	2
6. Углисто-глинистые сланцы	0,3
7. Стально-серые плитчатые кремнисто-глинистые сланцы	1
8. Серые тонкослоистые кремнистые сланцы	0,5
9. Темно-серые глинистые сланцы	10
10. Темно-серые глинистые сланцы с прослоями черных углистых и углисто-глинистых сланцев	150
11. Выше обнажаются те же глинистые сланцы с прослоями углистых сланцев, но среди них появляются отдельные прослои темно-серых слоистых глинистых и углисто-глинистых известняков	100
Общая мощность описанной части яйюской свиты, по-видимому, превышает	1000

В правых притоках р. Собь, в ее верховьях, К. Г. Войновский-Кригер (1963) собрал фауну фораминифер (определения Е. А. Рейтлингер): *Profusulinella* cf. *rhomboides* Lee et Chen, *Pr.* ? cf. *staffeliformis* Kir., *Pseudostaffella* cf. *antiqua* (Dutk.), *Ps.* ex gr. *antiqua* (Dutk.), *Eostaffella* cf. *paraprotvae* Raus., *E.* cf. *pseudostruvei* Raus. et Reith., *E.* cf. *mosquensis* var. *compressa* Kir., *Pseudostaffella* ex gr. *moelleri* Raus., *Globivalvulina* *moderata* Reith., *Archaediscus* *baschkiricus* Krest. et Theod., *A.* cf. *realis* Reith., *A.* ex gr. *krestovnikovi* Raus., *Ozawainella* sp., *Parawedekindelina* sp., отвечающие, по мнению Е. А. Рейтлингер, башкирскому ярусу среднего карбона. Несколько западнее, в районе руч. Нырдовомен-Шор В. Я. Устинов обнаружил в яйюской свите фораминифер нижнего карбона (*Tuberitina* sp., *Parathuramina* sp.). В южных районах Лемвинского синклинория К. Г. Войновским-Кригером (1963) обнаружены в яйюской свите фораминиферы нижнего карбона (визейский и намюрский ярусы). Таким образом, возраст свиты определяется в интервале: нижний карбон — башкирский ярус среднего карбона, т. е. примерно в тех же рамках, что и возраст воргашорской свиты.

Вверх по разрезу яйюская свита сменяется толщей иного литологического состава, выделенной К. Г. Войновским-Кригером под названием райизской свиты.

Райизская свита постепенно сменяет отложения яйюской свиты. Она представляет собой переслаивание темно-серых глинистых сланцев, аспидных сланцев и темно-серых с буроватым оттенком полимиктовых (граувакковых) песчаников и гравелитов.

Темно-серые глинистые сланцы, листоватые, реже плитчатые, в общем ничем не отличаются от глинистых сланцев яйюской свиты. Аспидные сланцы темно-серые и черные, плотные, раскалывающиеся на крупные тонкие пластинки по сланцеватости, которая обычно совпадает со слоистостью. На поверхностях сланцеватости сланцы приобретают характерный шелковистый блеск с лиловатым отливом за счет развития чешуек серицита. Микроскопически аспидные сланцы представляют собой серицито-глинисто-кремнистый сланец с большим или меньшим количеством углистого вещества.

Полимиктовые песчаники имеют темно-серый, почти черный цвет, иногда с буроватым оттенком. Песчаники крупно- и грубозернистые, до гравелитов. Макроскопически в них хорошо видны зерна кварца неправильной формы. Слоистость в песчаниках отсутствует. Микроскопически песчаники представляют собой разнозернистую, несортированную обломочную породу с угловатыми, плохо окатанными обломками. Обломки представлены кварцем, сюссюритизированными основными плагиоклазами, серицитизированными кислыми плагиоклазами, метаморфизованными плагиоклазовыми порфиритами, эпидото-хлорито-актинолитовыми вулканогенными сланцами, плагиогранитами, графито-серицито-кварцевыми сланцами и др. Состав обломков свидетельствует о размыве в основном рифейско-нижнепалеозойских отложений, выходящих в непосредственной близости от каменноугольных пород.

Ниже приводится описание райизской свиты по одному из правых притоков верхнего течения р. Собь.

Непосредственно выше темно-серых с лиловатым оттенком глинистых сланцев, относящихся к яйюской свите, обнажается:

Мощность, м

1. Частое переслаивание буро-серых и бурых граувакковых песчаников с темно-серыми аспидными сланцами. Мощность прослоев тех и других до 20—50 см	70
2. Грубозернистые полимиктовые песчаники и гравелиты. Песчаники содержат редкие прослои аспидных сланцев до 10 см мощностью	70
3. Аспидные сланцы с прослоями песчаников	до 50
4. Песчаники, переслаивающиеся с гравелитами. Песчаники содержат отдельные прослои аспидных сланцев	80—90
5. Черные аспидные сланцы с лиловатым отливом на плоскостях сланцеватости. Видимая мощность	30—40

Общая видимая мощность райизской свиты достигает 300—400 м. Мощность ниже-среднекаменноугольных отложений в целом в верхнем течении р. Собь достигает 1300 м.

Возраст райизской свиты не совсем ясен, так как в ней не обнаружено фауны. Эта свита постепенно вверх по разрезу сменяет яйюскую свиту. Она отличается от яйюской свиты только появлением песчаников, количество которых по простиранию резко уменьшается. Все это заставляет предполагать, что райизская и яйюская свита стратиграфически близки. Вероятнее всего райизская свита имеет среднекаменноугольный возраст.

По простиранию на запад, к бассейну верховьев р. Елец, в составе райизской свиты резко уменьшается количество полимиктовых песчаников и увеличивается количество глинистых сланцев, неотличимых от сланцев яйюской свиты. В окрестностях г. Шлем райизская свита выделяется очень условно, так как в этом районе она в основном состоит из

темных глинистых сланцев и с трудом отделяется от яйюской свиты по наличию редких, маломощных прослоев полимиктовых песчаников. Вероятно, райизская сланцево-песчаниковая свита представляет собой своеобразную фациальную разновидность каменноугольных образований, свойственную только верховьям р. Собь. В других частях Лемвинского синклинория подобные отложения каменноугольного возраста пока не известны.

В целом для северной части Лемвинского синклинория намечается отчетливое изменение фаций каменноугольных отложений с запада на восток. В самых западных разрезах (руч. Ворга-Шор) воргашорская свита в основном сложена известняками. По направлению на восток, к основной части Лемвинского синклинория, количество известняков в разрезе уменьшается и появляется значительное количество глинистых сланцев (разрез нижнего течения р. Хароты). Еще восточнее, в верховьях р. Яй-Ю (восточное крыло Лемвинского синклинория), ниже-среднекаменноугольные отложения представлены почти целиком сланцевой, с небольшой примесью известняков, яйюской свитой. Наконец, в самых восточных разрезах (правобережье верховьев р. Соби) в составе среднекаменноугольных (?) отложений появляется большое количество полимиктовых песчаников, сносившихся с расположенных восточнее поднятий. Одновременно с увеличением количества терригенного материала с запада на восток происходит увеличение мощности ниже-среднекаменноугольных отложений от 350—400 м на западе до 1300—1500 м на востоке.

Взаимоотношения ниже-среднекаменноугольных отложений с подстилающими толщами не совсем ясны. В западном борту Лемвинского синклинория, по данным К. Г. Войновского-Кригера (1945, 1963) и К. П. Евсеева (1960), воргашорская свита трансгрессивно залегает на подстилающих породах. В средней части синклинория (бассейны рек Паги и Юн-Яги) воргашорская свита связана постепенными переходами с девонскими отложениями пагинской свиты (Войновский-Кригер, 1963). В восточной части синклинория, на правобережье р. Собь, яйюская толща воргашорской свиты вниз по разрезу постепенно сменяется зелеными алевролитами и сланцами верхнесобского комплекса (см. ниже). На контакте между ними появляется переходная пачка пород мощностью до 7 м, где темные глинистые сланцы, типичные для яйюской свиты, переслаиваются с зелеными и зеленовато-серыми алевролитами, типичными для верхнесобского комплекса.

Пермские отложения

Кечпельская свита (С₃—Ркр)

Пермские отложения К. Г. Войновский-Кригер выделил под названием кечпельской свиты, в которой, по его данным, содержатся растительные остатки и споры нижней перми и отчасти самых верхов карбона.

Кечпельская свита представляет собой многократное, нередко флишеподобное переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников. Аргиллиты обычно темные, почти черные, иногда интенсивно рассланцованные. Алевролиты темные, плотные, иногда содержат углистое вещество и обрывки растительных остатков. Песчаники, алевролиты и аргиллиты часто переслаиваются. Причем мощности слоев того или иного литологического состава редко превышают 1—1,5 м. В редких случаях отдельные пачки песчаников и сланцев достигают 15—30 м мощности. Довольно часто отложения кечпельской свиты образуют ритмичное переслаивание с мощностью ритмов до 1—1,5 м. Ритм обычно начинается песчаником, в основании которого иногда фиксируется размыв, песчаник сменяется алевролитом и венчает ритм аргиллит. Помимо таких, срав-

нительно крупных ритмов нередко встречаются более мелкие (десятки сантиметров) ритмы такого же строения. Среди флишеподобных отложений встречаются иероглифы и следы струй течений.

Мощность кечпельской свиты оценить очень трудно, так как эти отложения сильно дислоцированы. К. Г. Войновский-Кригер считает, что мощность кечпельской свиты достигает многих сотен — тысячи метров.

В основании кечпельской свиты отсутствуют конгломераты, однако в песчаниках и алевролитах свиты К. Г. Войновский-Кригер отмечает мелкие гальки темных кремнистых сланцев, характерных для силурийских или каменноугольных отложений Лемвинского синклинория. В западной части синклинория К. Г. Войновский-Кригер (1963) описал постепенный переход от сланцев воргашорской свиты каменноугольного возраста к породам кечпельской свиты. Таким образом, имеются факты, свидетельствующие как о непрерывном разрезе, так и о трансгрессивном залегании кечпельской свиты. Вероятно, это отвечает действительности и в разных частях синклинория эта свита имеет разные взаимоотношения с подстилающими породами.

Как видно из приведенной краткой характеристики палеозойских отложений северной части Лемвинского синклинория, их стратиграфия разработана еще очень недостаточно. В целом можно сказать, что начиная от ордовикских и кончая каменноугольными отложениями синклинорий сложен преимущественно сланцевыми толщами с незначительным количеством известняков и песчаников. В этом отношении Лемвинский синклинорий резко отличен от песчаниковых и известняковых палеозойских образований Собского поднятия.

Взаимоотношения палеозойских отложений Лемвинского синклинория и Собского поперечного поднятия

Резкое различие отложений Лемвинского синклинория и Собского поднятия впервые было установлено К. Г. Войновским-Кригером (1945), который выделил соответственно два крупных фациальных комплекса — лемвинский и елецкий (последний отвечает Собскому поднятию).

Лемвинский и елецкий фациальные комплексы замещают друг друга по простиранию основных структур Урала, а граница между ними соответственно проходит, в целом, поперек простирания структур. Эта граница в общем соответствует южной границе Собского поперечного поднятия. Смена фаций происходит на расстоянии нескольких километров. Все это привело К. Г. Войновского-Кригера к выводу о тектоническом характере границы. В. В. Меннер, М. Е. Раабен и А. Н. Хабаков, изучавшие южное окончание Лемвинского синклинория, где происходит аналогичная смена сланцевых отложений карбонатными и песчаниковыми образованиями расположенного южнее поперечного поднятия, доказали фациальные переходы между ними.

На северном окончании Лемвинского синклинория обычно соприкасаются разновозрастные образования Лемвинского синклинория и Собского поднятия. Вблизи границы синклинория с Собским поднятием иногда появляются отложения промежуточного типа. К такому типу относятся лекелецкая свита девонского возраста, развитая на южном периклинальном замыкании Енганопейской антиклинали (см. выше). Напомним, что эта свита сложена темными глинистыми сланцами, переслаивающимися с массивными и тонкослоистыми известняками. По направлению к Енганопейской антиклинали в составе свиты заметно возрастает количество массивных известняков, которые постепенно вытесняют сланцы из разреза свиты. Наоборот, в юго-восточном направлении внутрь Лемвинского синклинория количество известняков резко убывает

и свита почти целиком сложена глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Таким образом, для девонских отложений лекелецкой свиты намечается закономерный переход от существенно карбонатных разрезов Собского поднятия к сланцевым разрезам Лемвинского синклинория.

Граница между отложениями Лемвинского синклинория и разновозрастными образованиями Собского поднятия в плане довольно извилиста. В частности, для отложений верхнего ордовика и силура намечается глубокий залив на север сланцевых отложений Лемвинского синклинория (харотская свита), слагающих узкую синклиналь между Енгаюпейской и Манитанырдской антиклиналями, в пределах которых разновозрастные отложения представлены массивными известняками и доломидами. При этом при движении на север, по простиранию синклинали, харотская свита заметно меняет свой состав. Наряду с характерными для харотской свиты глинистыми сланцами и петельчатыми известняками, появляются многочисленные пачки серых массивных известняков, достигающие 50—100 м мощности, и резко увеличивается количество глинистых тонкослоистых известняков. Далее, известняки становятся преобладающими в разрезе свиты, намечая тем самым фациальный переход к карбонатным отложениям, типичным для Собского поднятия.

По левобережью верхнего течения р. Собь, выше устья р. Б. Пайпудыны, на гряде Падь-Яга-Мусюр, юго-восточное крыло Манитанырдской антиклинали осложнено синклинальной складкой второго порядка. В северо-западном крыле синклинали выходят кварцевые песчаники и сланцы хыдейской свиты. Ядро синклинали сложено породами харотской свиты верхнего ордовика и силура. Харотская свита в этом разрезе очень сильно обогащена известняками, среди которых нередко появляются массивные разности, характерные для разновозрастных отложений Собского поднятия. В самых низах разреза харотской свиты на всем протяжении ее контакта с породами хыдейской свиты отчетливо выделяется 50—70-метровая переходная пачка серых алевролитовых сланцев. Таким образом, в рассмотренном участке вероятнее всего наблюдаются нормальные стратиграфические взаимоотношения между хыдейской и харотской свитами. Всего в 2 км севернее, в бассейне р. М. Пайпудыны, разновозрастные с харотской свитой отложения представлены массивными известняками щугорской свиты, также залегающими согласно на породах хыдейской свиты (см. выше).

Приведенные выше факты позволяют довольно уверенно говорить о фациальной смене отложений Лемвинского синклинория отложениями Собского поднятия при движении на север, по простиранию основных структурных зон Урала. Однако границы фаций во времени смещаются. Так, по-видимому, для нижнего и среднего ордовика она проходит несколько южнее, чем для верхнего ордовика и силура. Об этом свидетельствует отмеченное выше стратиграфическое залегание харотской свиты на хыдейской свите по южному и юго-западному краю Манитанырдской антиклинали.

Вопрос о северном продолжении Лемвинского синклинория

Наименее ясен вопрос о северном продолжении Лемвинского синклинория. По восточному крылу Манитанырдской антиклинали, в долине р. Б. Пайпудыны, выходят карбонатные отложения верхнего ордовика и силура, типичные для Собского поднятия. К востоку от этих отложений, по левобережью р. Б. Пайпудыны, протягивается широкая полоса однообразных сланцев, выделенных как верхнесобский комплекс, который с востока отграничен от рифейско-нижнепалеозойских толщ Харбейского антиклинория зоной разломов.

Верхнесобский комплекс представляет собой монотонное чередование зеленовато-серых и зеленых тонкозернистых хлорито-серицито-кварцевых (с кислыми плагиоклазами) и хлорито-серицитовых сланцев с редкими прослоями мелкозернистых кварцитов и кварцито-песчаников.

Под микроскопом отчетливо видны реликты осадочного происхождения этих сланцев. В кварцитах иногда сохраняется обломочная структура; среди хлорито-серицито-кварцевых сланцев в редких случаях видны глинистые частицы. Об этом же говорит состав аксессуарных минералов (сфен, магнетит, циркон) и явно первичная полосчатая текстура. Первоначально эти породы представляли собой, по-видимому, тонкослоистые алевропелиты с отдельными пачками мелкозернистых песчаников. Обломочный материал имеет кварцевый и плагиоклазо-кварцевый состав.

Разрез верхнесобского комплекса подробно не изучался, но при прослеживании с запада на восток (от древних к более молодым породам) все же намечается некоторая последовательная смена пород. По левобережью верхнего течения р. Собь, в нижней части комплекса, выходит толща зеленых тонкополосчатых серицито-хлорито-кварцевых алевролитовых сланцев, с прослоями серых и зеленых мелкозернистых кварцитов и темных серицито-микрокварцитовых (аопелитовых) сланцев.

Вышележащие светло-зеленые тонкополосчатые апоалевролитовые сланцы, обычно сильно пльчатые, имеют характерный «сахаровидный» облик. Алевролитовым сланцам подчинены прослои зеленых мелкозернистых кварцитов, заметно обогащенных хлоритом. Выше по разрезу развиты серо-зеленые и светло-зеленые мягкие хлорито-серицито-кварцевые (с альбитом) сланцы, для которых характерна очень тонкая полосчатость (порядка 1—2 мм). Среди тонкополосчатых сланцев встречаются отдельные прослои и пачки серовато-зеленых алевролитовых сланцев и зеленых серицито-хлорито-глинистых сланцев.

Еще восточнее (и соответственно стратиграфически выше по разрезу), среди полосчатых алевролитовых сланцев появляются пачки серых серицито-кварцевых и серицито-глинистых сланцев, иногда с лиловым отливом, темно-серых глинистых сланцев с углистым веществом и зеленовато-серых серицито-хлорито-глинистых сланцев. Среди темных глинистых сланцев появляются прослои серых мелкозернистых известняков, нередко содержащих членики криноидей. Иногда эти известняки заметно обогащены баритом. На левобережье р. Собь, близ устья р. Номь-Резь-Рузь С. Г. Караченцев и Э. С. Соседков обнаружили в баритоносных известняках фауну фораминифер плохой сохранности (*Gemospira* sp. и *Quasiendothyra* sp. или *Eostaffella*, определения З. Г. Поповой). Фораминиферы указывают на каменноугольный (скорее всего нижнекаменноугольный) возраст вмещающих толщ.

Темные сланцы и известняки образуют отдельные пачки и прослои, мощностью от нескольких метров до десятков метров среди полосчатых зеленовато-серых апоалевролитовых сланцев. По направлению на восток (вверх по разрезу) количество темных глинистых сланцев и темных известняков несколько увеличивается. Еще восточнее породы верхнесобского комплекса оборваны крупным надвигом (или зоной надвигов), по которому на них надвинуты рифейско-нижнепалеозойские отложения.

По простиранию на юг, на правобережье р. Собь, также широко развиты образования верхнесобского комплекса. Они отличаются тем, что помимо зеленых полосчатых алевролитовых сланцев здесь встречается довольно много темных глинистых, углисто-глинистых, кремнистых сланцев и темных известняков. Последние, по данным С. Г. Караченце-

ва и Э. С. Соседкова, по-видимому, образуют два более или менее выдержанных горизонта или две серии линз, вытягивающихся по простиранию. В этих известняках С. Г. Караченцев и Э. С. Соседков обнаружили много остатков фораминифер, определения которых сделаны З. Г. Поповой: *Clomospira* cf. *gordialis* Jones et Parker, *Endothyra* sp., *Palaeotextulaia* sp., *Eostaffella* sp., которые указывают, скорее всего, на нижнекаменноугольный возраст толщ.

Возраст отложений, относимых нами к верхнесобскому комплексу до находок в нем фораминифер, трактовался по-разному. М. Е. Раабен (1959), на основании относительно сильного метаморфизма, отнесла верхнесобский комплекс к рифейским образованиям. Почти всему верхнесобскому комплексу отвечает выделенная М. Е. Раабен верхнесобская серия, венчающая, по ее схеме, разрез рифейских отложений. Н. И. Попович, В. Я. Устинов, В. Н. Охотников считали эти отложения кембрийскими. Другие (А. В. Цымбалюк, К. И. Прохорова и др.) считали их ордовикскими.

Толщи верхнесобского комплекса литологически сходны с породами харбейшорской свиты Лемвинского синклинория. К. Г. Войновский-Кригер на основании этого сходства считал их аналогом харбейшорской свиты и соответственно — ордовикскими образованиями. Надо сказать, что никаких более или менее определенных фактов в пользу того или иного возраста образований верхнесобского комплекса не было. Находки фораминифер, сделанные С. Г. Караченцевым и Э. С. Соседковым, заставляют предположить, что хотя бы часть этого комплекса имеет каменноугольный возраст. Взаимоотношения отложений верхнесобского комплекса с подстилающими толщами неясны, однако в последнее время появились некоторые данные и на этот счет.

К западу от верхнесобского комплекса обычно выходят известняки верхнего ордовика и силура или более древние отложения, но в ряде мест между известняками и отложениями верхнесобского комплекса появляются совершенно иные породы. Так, например, в верхнем течении р. Б. Пайпуды на ее левом берегу обнажаются черные углистые, углисто-глинистые и кремнистые сланцы с прослоями темных глинистых известняков. Эти породы литологически неотличимы от отложений харотской свиты силура Лемвинского синклинория.

В самых верховьях руч. Каньонного непосредственно западнее отложений верхнесобского комплекса выходят лиловые и зеленые глинистые сланцы, с пятнистым расположением лиловой и зеленой окраски. Эти сланцы переслаиваются с зеленовато-серыми и лиловато-зелеными серицито-хлорито-альбито-кварцевыми сланцами. В сланцах содержатся пачки и прослои черных углистых и углисто-глинистых сланцев и серых кремнистых сланцев. В целом эти породы напоминают больше всего харотскую свиту Лемвинского синклинория, отличаясь от последней присутствием зеленовато-серых алевролитовых сланцев и отсутствием известняков.

На сланцах, сопоставляющихся с харотской свитой верхнего ордовика и силура, залегают породы верхнесобского комплекса. Контакт скрыт под ложком шириной в 2—3 м. Сланцы падают на восток под углом 70°, породы верхнесобского комплекса — под углом 40°.

Основание верхнесобского комплекса сложено серыми и зеленовато-серыми мелко- и крупнозернистыми серицито-хлорито-плагноклазо-кварцевыми сланцами с многочисленными гальками разного состава. Макроскопически эти породы сохраняют облик рассланцованных мелкозернистых песчаников, хотя под микроскопом видно, что порода полностью перекристаллизована и реликты обломочных зерен сохраняются редко. По-видимому, сланцы образовались за счет метаморфизма мелкозернистых песчаников и алевролитов кварцево-полевошпатового состава.

Многочисленные гальки, включенные в сланцы, в основном представлены серыми разнотекстурными кварцитами, светлыми и розовыми мраморами и зеленовато-серыми и серыми гранито-гнейсами. Мраморы и кварциты такого облика широко распространены в немурюганской свите рифея — нижнего палеозоя Харбейского антиклинория. Гранито-гнейсы, встречающиеся в гальке, представляют собой фельдшпатизированную породу с крупными очковыми порфиробластами шахматного альбита. Подобные гранито-гнейсы широко распространены в западной части Харбейского антиклинория, примыкающей непосредственно с востока к полосе пород верхнесобского комплекса. Была встречена одна галька мусковито-кварц-плагиоклазового состава, напоминающая грейзенизированную породу.

Вверх по разрезу (в восточном направлении) количество галек быстро уменьшается, и в 100—150 м от основания разреза гальки исчезают совсем. Еще в 200 м выше по разрезу метаморфизованные песчаники начинают переслаиваться с зелено-серыми полосчатыми серицито-хлорито-кварцевыми алевритовыми сланцами и быстро исчезают из разреза. Выше разрез верхнесобского комплекса сложен монотонными зеленовато-серыми и зелеными полосчатыми алевритовыми сланцами.

Приведенный разрез не дает возможности однозначно решить вопрос о взаимоотношении верхнесобского комплекса с подстилающими породами. Базальные горизонты этого комплекса не содержат обломков подстилающих сланцев харотской (?) свиты, но содержат массу обломков, принесенных с востока, с Харбейского антиклинория. Таким образом, возможно как несогласное, так и согласное залегание верхнесобского комплекса на подстилающих его с запада породах.

На правом берегу р. Собь, к северу от горы Поур-Кеу, С. Г. Караченцев, Э. С. Соседков и автор наблюдали контакт отложений верхнесобского комплекса с выходящими южнее рифейско-нижнепалеозойскими отложениями Харбейского антиклинория. Сам контакт не обнажен, хотя он хорошо картируется как резко несогласный. Базальные горизонты верхнесобского комплекса представлены либо рассланцованными аркозовыми песчаниками и гравелитами, либо полимиктовыми песчаниками и алевролитами, содержащими многочисленную гальку. Гравелиты и песчаники состоят из обломков кварца, микроклина, шахматного альбита и плагиоклазов. Иногда встречаются обломки гранито-гнейсов с очковыми порфиробластами микроклин-пертитового состава. Такие же гранито-гнейсы широко представлены в гальке. Кроме того, в гальке обнаружены эпидото-хлоритовые вулканогенные сланцы, метадиабазы и лиловые и серые кварцитопесчаники. Очень много галек чисто кварцевого состава. Гранито-гнейсы, вулканогенные сланцы и метадиабазы совершенно такого же, как в гальке, типа широко развиты непосредственно южнее, в подстилающих отложениях рифейско-нижнепалеозойского возраста. Гальки лиловых и серых кварцитопесчаников неотличимы от галек кварцитопесчаников тельпосской свиты Мантаньрдской антиклинали.

На расстоянии в 1 км к северу от базальных горизонтов верхнесобского комплекса, в линзах известняков С. Г. Караченцевым и Э. С. Соседковым обнаружены фораминиферы карбона (см. выше). Таким образом, в приведенном разрезе отчетливо устанавливается, что верхнесобский комплекс заведомо моложе рифейско-нижнепалеозойских толщ Харбейского антиклинория и, по-видимому, моложе ниже-среднеордовикских образований.

На правом берегу р. Собь верхнесобский комплекс по простиранию сменяется каменноугольными отложениями Лемвинского синклинория (яйюская свита).

На правобережье руч. западный Нырдовомен-Шор обнаружена яйюская свита, представленная темными глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами с линзами известняков, содержащих фораминиферы (Устинов, Соседков, 1958). При движении на восток, среди темных сланцев появляются пачки серых и зеленых алевролитовых сланцев, иногда полосчатых. В ряде случаев удается проследить, как в отдельных гривках темных кремнисто-глинистых сланцев в восточном направлении сланцы постепенно приобретают зеленоватый оттенок и сменяются полосчатыми алевролитовыми сланцами. Еще восточнее, к северу от г. Поур-Кеу, распространены зеленовато-серые полосчатые алевролиты с пачками темных глинистых сланцев и известняков, относящиеся к верхнесобскому комплексу. Известняки содержат фауну фораминифер нижнего карбона (см. выше). Все приведенные факты как будто указывают на постепенное фациальное замещение пород яйюской свиты породами верхнесобского комплекса.

Учитывая сказанное, можно сделать некоторые выводы о положении верхнесобского комплекса в стратиграфическом разрезе. По-видимому, не вызывает сомнения, что верхнесобский комплекс включает в себя нижнекаменноугольные образования. Об этом говорят находки фауны и фациальные переходы к заведомо каменноугольным отложениям Лемвинского синклинория.

Значительно сложнее обстоит дело с нижней границей комплекса. Как видно из приведенного материала, есть определенные данные, указывающие на то, что в некоторых местах эти отложения моложе, чем ордовикские и силурийские (галька ордовикских пород в базальных горизонтах комплекса, взаимоотношения с подстилающими толщами в бассейне верховьев р. Немур-Юган и т. д.). Следовательно, возможно, комплекс может иметь девонско-каменноугольный (или только каменноугольный) возраст. Мощность комплекса не может быть указана из-за слабой изученности. Вряд ли она меньше 1000 м.

Как видно из приведенного описания, на северном продолжении Лемвинского синклинория распространены палеозойские образования, существенно отличные от типичных отложений Собского поперечного поднятия и достаточно отличные от образований Лемвинского синклинория. Следует отметить, что харбейшорская свита Лемвинского синклинория на основании литологического сходства многими исследователями параллелизовалась с отложениями верхнесобского комплекса.

Приведенные данные заставляют осторожно подходить к вопросу о возрасте отложений, относимых к харбейшорской свите. Не исключено, что в ряде случаев литологически сходные породы могут иметь не ордовикский, а значительно более молодой (девонско-каменноугольный) возраст. Особенно вероятно это для алевролитов и сланцев северной части Лемвинского синклинория.

МОРФОЛОГИЯ СТРУКТУР

Рассматриваемая часть Полярного Урала почти целиком расположена в миогеосинклинальной зоне Урала. Восточная часть территории, показанной на геологической карте (см. фиг. 2), входит в Уралтаускую систему антиклинорий и представлена Харбейским антиклинорием на севере и узким безымянным антиклинорием на юге. Западная часть карты отвечает системе сланцевых синклинорий и внутренних поднятий. При этом внутреннему поднятию соответствуют Енганопейская и Манитонырдовская антиклинали и разделяющая их синклиналь (на карте видны только южные части этих структур). Южнее этих антиклиналей выделяется Лемвинский сланцевый синклинорий.

Енганопейская структура представляет собой простую антиклиналь, по форме близкую к брахиантиклинали, вытянутую в северо-северо-восточном направлении (отношение длины к ширине 4:1). В ядре антиклинали выходят рифейско-нижнепалеозойские породы, крылья сложены ордовикскими, силурийскими и девонскими отложениями. Антиклиналь отчетливо асимметрична. Западное, более крутое, крыло имеет углы падения порядка 40—60°, а восточное — 25—40°.

Южная периклиналиль Енганопейской антиклинали (только она и видна на фиг. 2) довольно пологая, углы падения не превышают 15—20°. Антиклиналь почти не имеет осложняющих структур. Лишь на восточном ее крыле иногда появляются небольшие продольные всбросы, с приподнятым восточным крылом.

Нияюская синклиналь, расположенная к востоку от Енганопейской антиклинали, изучена очень плохо. В целом, это крутая синклиналь, несколько наклоненная на запад. Углы падения в пределах синклинали обычно достигают 70—80°, причем нередко наиболее круто породы наклонены в ее осевой части. Синклинальное строение этой структуры, по-видимому, осложнено серией крутых продольных надвигов.

Манитаньрдская антиклиналь построена значительно сложнее, чем Енганопейская. В целом это крупная, резко асимметричная антиклиналь, вытянутая в северо-северо-восточном направлении. Западное ее крыло сильно редуцировано и оборвано крутыми надвигами, падающими на восток. По этим надвигам рифейско-нижнепалеозойские отложения ядра антиклинали нередко надвинуты непосредственно на силурийские породы смежной с запада нияюской синклинали. Отложения западного крыла антиклинали круто падают на запад (80—85°), а иногда запрокинуты.

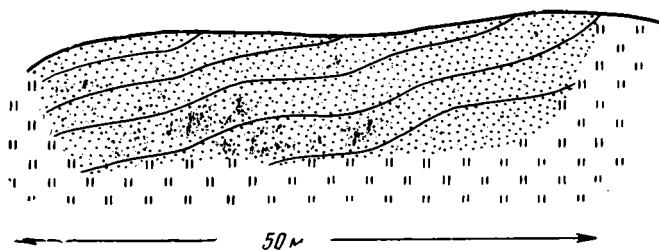
Восточное крыло антиклинали сложено ордовикскими отложениями. Моноклинальное залегание восточного крыла осложнено системой структурных террас, продольными неравнобокими антиклиналями и серией продольных разломов. По этим разломам приподнятыми оказываются всегда восточные крылья. За счет такого строения восточное крыло имеет сравнительно пологое погружение зеркала осложняющих структур на восток. Падение пород на восточном крыле почти всегда восточное и, за исключением приразломных зон, не превышает 30—50°.

Южная периклиналиль Манитаньрдской антиклинали, в целом довольно просто построенная, разбита теми же продольными разломами, которые характерны и для восточного крыла антиклинали. Шарнир антиклинали круто погружается на юг с углами падения пород порядка 20—40°.

Наиболее подробно было изучено строение восточного крыла Манитаньрдской антиклинали в ее южной части. Здесь развита серия продольных флексур структурных террас и всбросов, создающих ступенчатое строение восточного крыла.

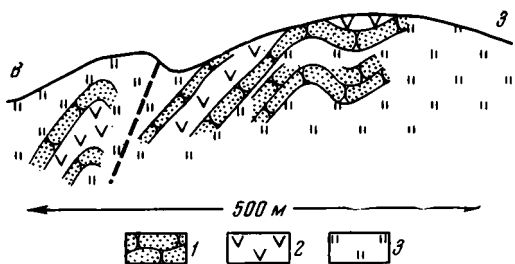
Структурные террасы, на которых моноклиналь резко выполаживается, встречаются довольно редко. В одном из правых притоков р. Б. Пайпудыны в песчаниках нижнего и среднего ордовика видна такая терраса (фиг. 19). В пределах структурной террасы породы полого падают на юго-восток под углом 10°. Затем наблюдается довольно резкий перегиб пластов, происходящий на расстоянии 5—7 м, и дальше породы имеют значительно более крутое моноклинальное залегание с падениями на восток порядка 40—45°. В месте перегиба песчаники разбиты системой трещин, несколько волнистых, отчетливо секущих слоистость. Эти трещины падают на восток-юго-восток под углом 70—80°. Ширина структурной террасы с пологим залеганием пород не превы-

шает 100 м. Рассмотренная выше структурная терраса, равно как и другие террасы такого типа, обычно разделена вкрест простирания участками с более крутым моноклинальным залеганием пород, в несколько раз более протяженными, чем ширина самих структурных террас.



Фиг. 19. Характер залегания песчаников в структурной террасе

Структурные террасы по простиранию быстро переходят в неравнобокие асимметричные флексурообразные антиклинали. Такая антиклиналь особенно отчетливо видна в обрывистой стенке кара в верховьях руч. Лек-Вож (фиг. 20). Для этой антиклинали характерно крутое и длинное восточное крыло (падение на восток $40-50^\circ$) при пологом и очень коротком западном. Западнее антиклинали наблюдается пологая (падение на крыльях $20-25^\circ$), неглубокая синклиналь. Видимо, флексурообразная антиклиналь и смежная с ней синклиналь представляют собой деформацию того же типа, что и структурные террасы, но более резко проявленную.



Фиг. 20. Флексурообразная антиклиналь в ордовикских породах

1 — кварцитопесчаники; 2 — силл диабазового состава; 3 — осыпь

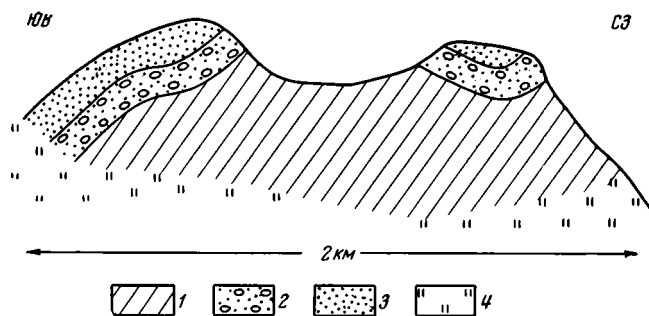
Крупная флексурообразная антиклиналь такого же типа видна в окрестностях горы

Пендерма-Пэ (фиг. 21). В ее ядре выходят рифейско-нижнепалеозойские отложения, на крыльях — нижнеордовикские. Крутое восточное крыло антиклинали наклонено под углом порядка $40-50^\circ$ и осложнено небольшой структурной террасой. Общая ширина неравнобокой антиклинали горы Пендерма-Пэ достигает 3—4 км.

Шарнир антиклинали горы Пендерма-Пэ погружается по простиранию на юг, в соответствии с общим погружением Манитанырской антиклинальной структуры. По простиранию на юг антиклиналь переходит в разлом, по которому ее крутое восточное крыло несколько приподнято по отношению к западному, пологому крылу. Еще южнее амплитуда разлома становится больше. Пологая синклиналь полностью редуцируется, и разлом разделяет два моноклинально залегающих блока с падениями пород на восток порядка 40° . Восточное крыло разлома поднято по отношению к западному. В рассмотренном случае можно наблюдать переход по простиранию от неравнобокой антиклинальной складки к разлому. Разлом сопровождается кливажем, секущим слоистость и имеющим крутое восточное падение ($70-80^\circ$). Наклон плоскостей кливажа косвенно указывает на крутое восточное падение плоскости разлома, являющегося, соответственно, всбросом.

Продольные разломы такого типа очень распространены в восточном крыле Манитаньрдской антиклинали. Они разделяют блоки пород, моноклинально падающих на восток, и восточный блок всегда приподнят относительно западного. Наклон сместителя устанавливается редко. В верховьях одного из правых притоков р. М. Пайпудыны, в окрестностях горы Пендерма-Пэ, в правом борту ущелья видны три блока ордовикских песчаников, разделенных разломами. Ордовикские отложения всегда падают на восток под углами $30-40^\circ$. Каждый более восточный блок приподнят по отношению к более западному (см. фиг. 16). Восточный из этих разломов вскрыт в обнажениях.

Разлом представляет собой всброс, с падением плоскости сместителя на восток под углом $70-80^\circ$. Плоскость сместителя притертая, слегка волнистая. В лежащем, западном, боку всброса, на расстоянии $5-7$ м в сторону от него в ордовикских кварцитопесчаниках наблюдается секущий кливаж, параллельный разлому. К висячему, восточному, крылу



Фиг. 21. Флексуорообразная антиклиналь в районе горы Пендерма-Пэ

1 — рифейско-нижнепалеозойские породы; 2, 3 — отложения тельпосской свиты; 2 — конгломераты, 3 — песчанники; 4 — осыпь

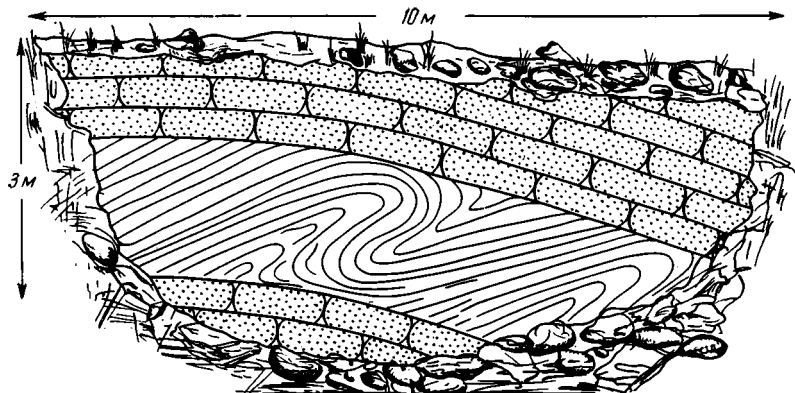
приурочена зона милонитизации и рассланцевания шириной до 100 м. Рифейско-нижнепалеозойские породы в пределах этой зоны превращены в хлорито-эпидотовые и хлорито-серицитовые сланцы. Сланцеватость также параллельна плоскости разлома.

В большинстве случаев разломы не обнажены, но вблизи них обязательно появляется секущий кливаж, имеющий всегда крутое восточное падение. В ряде случаев удается наблюдать подворачивание слоев в лежащем крыле разлома, вплоть до появления узких (до $30-100$ м шириной), запрокинутых на запад приразломных синклиналей. Все вместе взятое не оставляет сомнения в том, что подавляющее большинство разломов представляет собой крутые всбросы, падающие на восток.

Вертикальная амплитуда всбросов очень различна и достигает максимально 1000 м. При этом амплитуда резко меняется по простиранию, вплоть до перехода всброса в неравнобокие антиклинали. В целом, намечается увеличение амплитуды разломов при движении на юг, к периклинали Манитаньрдской антиклинали. В этом же направлении многие разломы разветвляются и далее на юг теряются в сланцевых толщах Лемвинского синклинория.

Выше были рассмотрены три основных вида деформаций, осложняющих моноклинальное залегание пород восточного крыла Манитаньрдской антиклинали (структурные террасы, неравнобокие антиклинали, всбросы). Все перечисленные формы сменяют друг друга по простиранию и представляют собой разную степень деформации одного и того же типа. Наименьшей степени деформации отвечают структурные террасы, далее следуют неравнобокие флексуорообразные антиклинали и, наконец, всбросы. Все осложняющие структуры имеют отчетливую западную вергентность.

Более мелкие дислокации, развитые в толщах ордовика и силура, обычно связаны с межпластовыми скольжениями и кливажом. Первые



Фиг. 22. Характер внутрипластовых деформаций аргиллитов среди песчаников тельпосской свиты

из них представлены типичными складками волочения, развивающимися в пластах алевролитов, заключенных между песчаниками (фиг. 22). С кливажем связано появление мелких стрельчатых ложных складок амплитудой до 2—7 м.

Лемвинский синклиниорий

Морфология структур Лемвинского синклинория почти не изучена. Недостаточно разработанная стратиграфия и сравнительно слабая обнаженность не позволяют говорить о деталях строения синклинория. Северная часть синклинория в целом имеет синклинальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Осевые его части выполнены верхнекаменноугольными и пермскими отложениями кечпельской свиты, а на крыльях выходят более древние образования.

Внутренняя структура синклинория очень сложна. На геологической карте (см. фиг. 2) видно многократное повторение полос разновозрастных образований от ордовикских до каменноугольных, вытянутых в северо-восточном направлении. Характер границ между полосами обычно неясен. Породы в пределах этих полос почти всегда имеют крутое моноклинальное восточное и юго-восточное падение (углы падения порядка 40—70°), осложненное дополнительными изгибами и мелкими разломами.

Как правило, непосредственно контактируют полосы, сложенные породами весьма различного возраста (например, каменноугольные и ордовикские, силурийские и нижнеордовикские, пермские и ордовикские и т. д.). Если предположить, что породы Лемвинского синклинория смяты в сложную систему крупных линейных изоклинальных складок, то придется допустить большое количество резких угловых несогласий в разрезе. Как прекрасно показал К. Г. Войновский-Кригер (1945), это противоречит геологическим данным. Единственное несогласие, которое улавливается по стратиграфическим данным, соответствует низам воргашорской свиты карбона. Для остальной части палеозойского разреза синклинория достоверные несогласия не отмечаются.

В ряде мест, особенно в восточной части синклинория, удастся установить разломы, проходящие по границам полос, сложенных разновозрастными отложениями. Это устанавливается по тектоническому срезанию отдельных горизонтов и даже свит. Непосредственно в обнажениях разломы не видны. Разломы сопровождаются интенсивным кливажем, имеющим крутое восточное и юго-восточное падение (50—70°). По-видимому, плоскости разломов имеют близкий наклон. Представляется со-

вершенно правильным вывод К. Г. Войновского-Кригера о чешуйчатом строении Лемвинского синклинория, хотя он считал эти чешуи значительно более пологими. Во многих случаях синклинорий представляет собой серию крупных и мелких чешуй, круто падающих на восток. В рассматриваемом районе пермские отложения не участвуют в строении мелких чешуй, однако в более южной части синклинория, как показал К. Г. Войновский-Кригер, отложения кечпельской свиты образуют многочисленные мелкие чешуи наравне с самыми различными по возрасту палеозойскими образованиями.

По морфологии структур рассматриваемая часть Лемвинского синклинория довольно отчетливо делится на три полосы, вытянутые по простиранию самого синклинория и несколько отличающиеся по своему строению. Западная полоса, представляющая собой в целом западный борт синклинория, сложена допермскими образованиями. Эта часть синклинория обнажена очень плохо, и контакты между различными свитами, как правило, закрыты. В пределах этой полосы породы падают на восток. Однако к югу от нижнего течения р. Хароты появляются северо-восточные падения, намечающие периклиналь крупной антиклинальной складки, в ядре которой выходят отложения качамылькской свиты ордовика. Судя по аэрофотоснимкам, эта антиклиналь осложнена более мелкими складками. Шарнир складки погружается на северо-восток. В ядре породы падают довольно круто (до 50°), что, видимо, связано с дополнительными складками. Во всяком случае, по рисовке границ на геологической карте шарнир антиклинали погружается на восток сравнительно полого. Антиклиналь запрокинута на запад и по форме близка к изоклинальной. Падение пород на обеих ее крыльях — восточное, под углом $40-70^\circ$. Складка осложнена продольными и поперечными разломами, некоторые из которых удается уловить. Северо-восточнее, в бассейне р. Елец, фиксируется небольшая узкая изоклиная синклиналь с падением пород на крыльях на восток под углом $50-60^\circ$. В ядре этой синклинали выходят девонские отложения. Шарнир складки воздымается на северо-восток. Таким образом, в западном крыле Лемвинского синклинория фиксируются сложные, запрокинутые на запад складки. В этом отношении, западный борт синклинория отличается от его более внутренних частей, где преобладают чешуйчатые структуры.

Центральная часть синклинория сложена верхнепалеозойскими отложениями кечпельской свиты. Внутренняя структура этой полосы неясна. По-видимому, пермские отложения смяты в мелкие изоклиальные складки и разбиты многочисленными разломами на ряд чешуй. Восточная полоса (восточный борт синклинория) сложена доверхнекаменноугольными отложениями. Образования разных свит образуют узкие полосы, вытянутые в северо-восточном направлении. Породы внутри этих полос, как правило, имеют моноклиальное восточное падение, нередко осложненное дополнительными складками типа складок волочения и пloyчатостью.

В целом, для восточного борта синклинория намечается закономерная смена более молодых пород более древними по направлению на юго-восток. Так, непосредственно восточнее центральной зоны синклинория, сложенной верхнепалеозойскими породами, выходят верхнеордовикские и силурийские отложения харотской свиты и образования, отнесенные к харбейшорской свите. Еще восточнее проходит полоса выходов ордовикских отложений грубеинской свиты, начинающей разрез уралид синклинория. Наконец, вдоль самого борта синклинория выделяется полоса рифейско-нижнепалеозойских отложений. Естественной тектонической границей синклинория является крупный разлом, с которым связана цепочка гипербазитовых интрузий. Подробнее эта граница будет рассмотрена ниже.

Таким образом, несмотря на чешуйчатое строение, намечается закономерная смена разновозрастных чешуй, вырисовывающая юго-восточное крыло синклинория. При движении на юго-восток, к краю синклинория, углы падения пород закономерно увеличиваются. Если в западной части крыла падения не превышают $40-60^\circ$, то в восточной его части породы имеют более крутые ($70-80^\circ$) падения.

Такое строение юго-восточного крыла синклинория осложнено полосой каменноугольных пород яйюской свиты. Эта полоса зажата среди ордовикских отложений грубеинской свиты и прослеживается почти вдоль всего юго-восточного борта синклинория.

Более или менее крупные складки в пределах восточного крыла синклинория, по-видимому, встречаются очень редко. Центроклиналь одной из них была откартирована в бассейне верховьев р. Хароты (см. фиг. 2). Она представляет собой узкую изоклиналичную синклинали, запрокинутую на запад. Ядро синклинали сложено ордовикскими отложениями; юго-восточное крыло — рифейско-нижнепалеозойскими. Северо-западное крыло синклинали оборвано разломом, по которому ордовикские отложения надвинуты на каменноугольные. Шарнир синклинали круто воздымается на юго-запад, где из-под ордовикских отложений выходят рифейско-нижнепалеозойские.

Помимо продольных разломов, параллельных или почти параллельных простиранию пород, в Лемвинском синклинории картируется большое количество поперечных нарушений запад-северо-западного простирания. Характер этих разломов неясен. Судя по их прямолинейности в плане, плоскости разломов крутые, почти вертикальные. Вблизи этих разломов простирания пород нередко образуют коленобразные изгибы, что косвенно указывает на наличие сдвиговой составляющей вдоль поперечных разломов. На это же указывает смещение по ним геологических границ.

Помимо отмеченных выше сравнительно крупных деформаций, в породах Лемвинского синклинория почти повсеместно отмечается мелкая пloyчатость и небольшие осложняющие складки типа складок волочения. Вблизи разломов нередко появляется секущий кливаж.

Таким образом, Лемвинский синклинорий представляет собой сложную, запрокинутую на запад синклиналичную структуру, внутреннее строение которой определяется крупными продольными разломами с отчетливой западной вергентностью. Интенсивность и количество дислокаций нарастают в восточном направлении.

Характер сочленения Лемвинского синклинория с Собским поперечным поднятием различается в западной и в восточной части. В западной части, при приближении к антиклинали Енгано-Пэ и Манита-Нырда, Лемвинский синклинорий испытывает довольно резкое воздымание, образуя сложно построенное центроклинальное замыкание. Одновременно сланцевые отложения синклинория здесь фациально замещаются песчаниками и карбонатными отложениями Собского поднятия.

На южном периклинальном замыкании Манитанырды антиклинали на песчаниках тельпосской свиты залегают сланцы харотской свиты (O_3-Sch) Лемвинского синклинория. При этом намечается резкая дисгармония в характере дислокаций. Песчаники тельпосской свиты на периклинали падают на юг под углами $20-40^\circ$, а перекрывающие их сланцы обычно наклонены на юг под углом $50-60^\circ$ и смяты в многочисленные мелкие изоклиналичные складки. К северу от руч. Лёк-Вож сланцы харотской свиты верхнего ордовика и силура местами почти полностью перекрывают нижне-среднеордовикские песчаники, залегающие непосредственно на базальных горизонтах тельпосской свиты. Сам контакт не обнажен. Трудно предположить угловое несогласие в основании отложений

харотской свиты, так как в непосредственной близости от рассмотренного участка, в районе хр. Падь-Яга-Мусюр (правобережье низовьев р. Б. Пайпудыны) отложения харотской свиты связаны постепенным переходом с песчано-сланцевыми образованиями нижнего и среднего ордовика. Вероятнее всего такое срезание горизонтов объясняется наличием пологих, падающих на юг надвигов, по которым сланцевые отложения несколько надвинуты на ниже-среднеордовикские песчаники. По-видимому, такие субширотные надвиги распространены и в других частях зоны воздымания Лемвинского синклинория.

Строение восточной части Лемвинского синклинория в зоне его сочленения с Собским поднятием (правобережье верхнего течения р. Сось) значительно сложнее. Здесь выделяется крупная субширотная синклиналь, ядро которой сложено каменноугольными отложениями. Это почти изоклиная, запрокинутая на север складка. Породы северного крыла падают на юг под углом 30—40°, южного — в том же направлении под углом 50—60°. Шарнир синклинали воздымается в восточном направлении.

Южное запрокинутое крыло синклинали почти на всем протяжении оборвано разломом, по которому каменноугольные отложения контактируют с рифейско-нижнепалеозойскими толщами. Запрокинутое крыло сохранилось только в восточной части синклинали.

Таким образом, в отличие от западной части зоны сочленения Лемвинского синклинория с Собским поднятием, в восточной части эта зона выражена в виде субширотной синклинали. Напомним, что именно в пределах этой синклинали происходит фациальная смена каменноугольных отложений Лемвинского синклинория (яйюская свита) образованиями верхнесобского комплекса. По-видимому, синклиналь является поверхностным выражением поперечного тектонического шва, ограничивающего с юга Собское поперечное поднятие.

По направлению на запад субширотная синклиналь расплывается и сменяется северо-восточными структурами Лемвинского синклинория. Однако на ее западном продолжении шарнир Лемвинского синклинория и шарниры осложняющих его структур заметно погружаются по сравнению со структурами, расположенными южнее. На это указывают погружение на северо-восток шарниров антиклиналей западного крыла синклинория, расширение полосы отложений кечпельской свиты и появление каменноугольных отложений в бассейне среднего течения р. Елец.

Таким образом, вдоль южного края Собского поперечного поднятия на всем его протяжении прослеживается поперечная зона относительно опущенных структур. На западе эта зона выражена в виде ундуляции шарниров продольных структур, а на востоке ей соответствует самостоятельная поперечная синклиналь.

Как отмечалось, западная часть Лемвинского синклинория, подходя к Собскому поперечному поднятию, выклинивается. Восточная часть синклинория продолжается на север, внутрь Собского поперечного поднятия. Структура северного продолжения Лемвинского синклинория, к северу от р. Сось, неясна. Породы верхнесобского комплекса, слагающие его северное продолжение, очень сильно дислоцированы, нередко наблюдаются мелкие изоклиальные складки и плейчатость. В целом породы падают на восток, под углами 40—80°. С востока эта полоса ограничена разломами. Западнее полосы пород верхнесобского комплекса местами появляются отложения, литологически сходные с породами харотской свиты Лемвинского синклинория. Выше отмечалось, что эти образования появляются в самых верховьях руч. Каньонного (бассейн р. Немур-Юган) и в левых притоках р. Б. Пайпудыны. Отложения харотской (?) свиты, как и образования верхнесобского комплекса, имеют крутые восточные падения.

Фиг. 23. Схематический разрез северного продолжения Лемвинского синклинория в районе руч. Каньонного

1 — рифейско-нижнепалеозойские отложения; 2 — аналоги харотской свиты (O_2 — Sch); 3 — отложения верхнесобского комплекса; 4 — разломы; 5 — надвиг западного ограничения Харбейского антиклинория



Вероятнее всего, северное продолжение Лемвинского синклинория представляет собой узкую крутую синклинали, запрокинутую на запад (фиг. 23). Ядро этой синклинали сложено породами верхнесобского комплекса. Восточное (запрокинутое) крыло повсеместно оборвано разломами. С запада синклинали, по-видимому, также отграничена разломами от отложений восточного крыла Манитаньрдской антиклинали. На разлом указывает появление вдоль этой границы зон рассланцевания и интенсивной дислоцированности.

Харбейский антиклинорий

В южной части Харбейского антиклинория выходят только рифейско-нижнепалеозойские отложения. Сам антиклинорий имеет сложную структуру и делится на ряд сравнительно крупных элементов.

Западной границе антиклинория соответствует зона надвигов, по которым рифейско-нижнепалеозойские толщи надвинуты на палеозойские породы северного продолжения Лемвинского синклинория. Эта зона проходит на севере в верховьях р. Б. Хадата, далее на юг по верховьям правых притоков р. Б. Пайпудына в юго-юго-западном направлении и лишь в самой южной части изученной территории, в верховьях правых верхних притоков р. Собь, граница резко поворачивает на запад, следуя с широтным простиранием вдоль северного склона горного массива Рай-Из. Только в зоне поворота от субмеридионального к широтному направлению эта граница имеет стратиграфический характер (верхнепалеозойские отложения Лемвинского синклинория с несогласием залегают на рифейско-нижнепалеозойских породах Харбейского антиклинория). На всем остальном своем протяжении граница тектоническая.

Восточная граница Харбейского антиклинория проводится по зоне Главного Уральского глубинного разлома, который трассируется цепочкой гипербазитовых интрузий, поясами наложенного прогрессивного метаморфизма, рассланцеванием пород и т. д.

Глубинный разлом проходит от юго-восточной оконечности гипербазитового массива Рай-Из в восток-северо-восточном направлении. К северу от субширотного отрезка разлома выходят рифейско-нижнепалеозойские образования Харбейского антиклинория, а к югу от него — габбро-диориты и тонолиты Войкарского зеленокаменного прогиба. Восточнее, в пределах Лонготъеган — Харбейского междуречья глубинный разлом приобретает северо-восточное простираение. Здесь он также трассируется многочисленными мелкими телами гипербазитов и зоной повышенного метаморфизма. К северу от среднего течения р. Лонготъеган зона глубинного разлома приобретает субмеридиональное простираение и фиксируется гипербазитами Хадатинского пояса (массивы Сыум-Кей и Харче-Рузь).

Внутренняя структура Харбейского антиклинория достаточно сложна. На севере, в бассейне верховьев р. Лонготъеган выделяется крупная

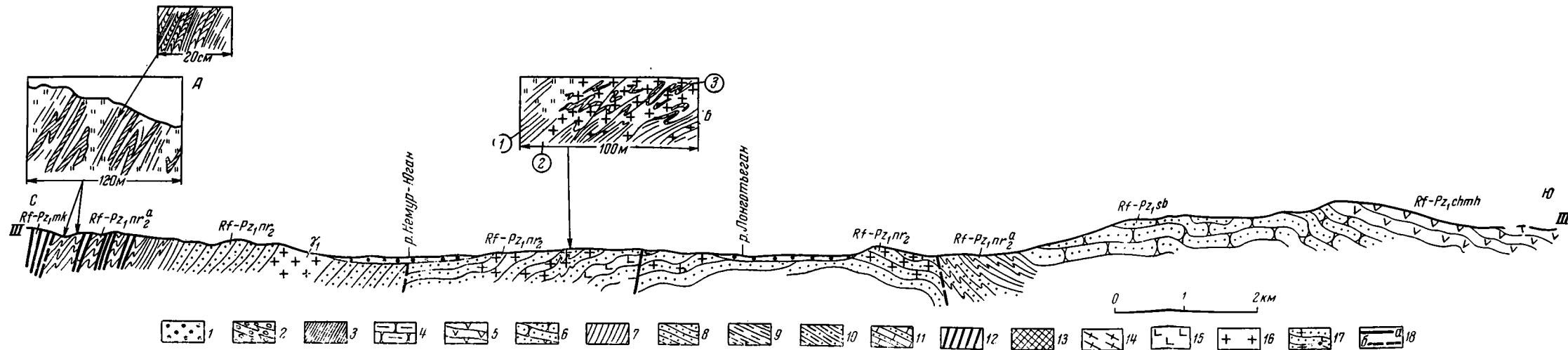
Лонготюганская антиклиналь широтного простирания. В центральной части антиклинория расположена Ханмейская синклинальная зона северо-западного простирания. На юге, в бассейне р. Сось, расположена Собская антиклиналь запад-северо-западного простирания (см. фиг. 3).

Лонготюганская антиклиналь представляет собой своеобразную широтную антиклинальную складку, шарнир которой полого погружается в восточном направлении. В западной части антиклинали выходят наиболее древние образования (немурюганская свита). По направлению на восток, вдоль шарнира, они сменяются последовательно образованиями нижней, а затем верхней подсвиты няровейской свиты, и еще восточнее выходят низы ханмейской серии. Одновременно с погружением на восток антиклиналь заметно сужается. При рассмотрении в плане Лонготюганской антиклинали обнаруживается следующая закономерность. В восточной части эта антиклиналь выражена достаточно отчетливо. Толщи разновозрастных пород, подходя к оси антиклинали, образуют резкий изгиб, обращенный выпуклостью на восток. По мере движения на запад, к зоне надвигов, ограничивающих с запада Харбейский антиклинорий, антиклиналь постепенно выполаживается и расширяется. Соответственно петлеобразный изгиб на восток становится менее выраженным, а вблизи самой зоны надвигов он не чувствуется совсем и антиклиналь полностью выполаживается. Рифейско-нижнепалеозойские отложения здесь имеют четкое северо-северо-восточное простирание. Одновременно исчезают пологие углы падения, развитые восточнее. Эта особенность придает Лонготюганской антиклинали некоторое сходство со «структурным носом», погружающимся в восточном направлении. Такое выполаживание антиклинальной структуры в западной части возможно связано с позднейшей переработкой рифейско-нижнепалеозойских структур в зоне надвигов западного ограничения Харбейского антиклинория.

Лонготюганская антиклиналь отчетливо асимметрична. Особенно отчетливо эта асимметричность видна в восточной части антиклинали, где породы северного крыла падают на север под углом $40-70^\circ$, а южное крыло очень пологое (разрез по линии III—III, фиг. 24). Как видно из этого разреза, в восточном сечении Лонготюганская антиклиналь имеет облик флексуообразной антиклинали с крутым северным крылом. В более западных сечениях эта структура приобретает форму асимметричной неравнобокой антиклинали с протяженным северным крылом.

Внутреннее строение Лонготюганской антиклинали достаточно сложно. Как видно на геологической карте и на структурной схеме (см. фиг. 3), пласты в плане образуют резкие коленообразные и сигмоидальные изгибы за счет сочетания продольных и поперечных флексур и близких структурных форм, осложняющих строение антиклинали. Шарниры коленообразных изгибов имеют крутые (до $40-50^\circ$) падения в сторону общего падения крыльев Лонготюганской антиклинали (на северном крыле — северо-восточное падение, на южном — юго-восточное). Часто в месте сочленения продольных и поперечных флексур возникают своеобразные «структурные заливы», приуроченные к внешнему углу коленообразного изгиба. Они имеют вид небольших пологих синклиналей (углы падения пород не превышают $10-15^\circ$), раскрывающихся и погружающихся к месту сочленения продольной и поперечной флексуры. Такие «структурные заливы» отмечаются в ряде мест. Особенно хорошо это видно к востоку от горы Лонготъеган-Тай-Кеу, на левобережье р. Лонготъеган, а также в месте сочленения продольной и поперечной флексуры в междуречье рек Крестовая и Немур-Юган.

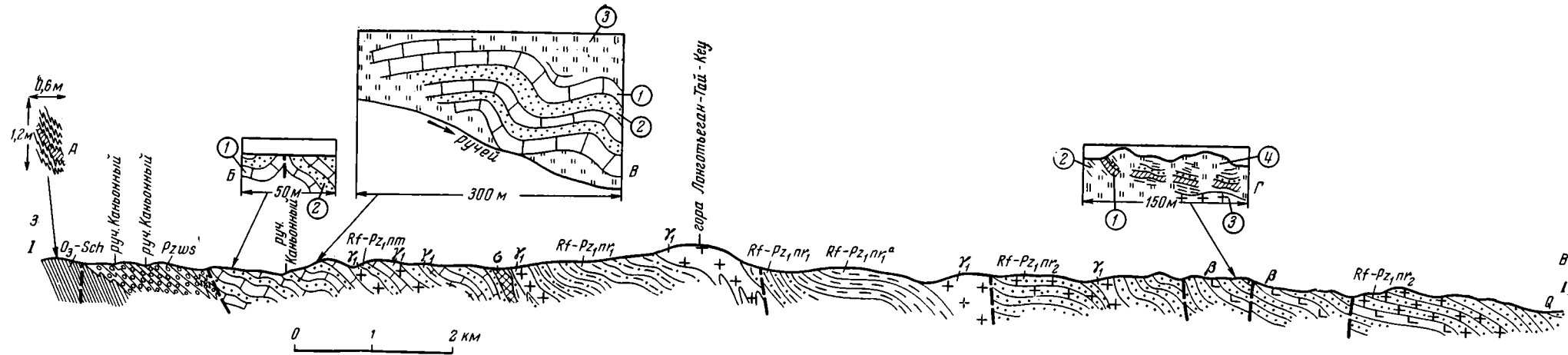
Продольные и поперечные флексуры, осложняющие Лонготюганскую антиклиналь, лучше всего изучены в ядре антиклинали и в ее северном крыле (фиг. 25). Одна из таких поперечных флексур обнажена по пра-



Фиг. 24 Геологический разрез по линии III—III (см. фиг. 2). Условные обозначения к фиг. 24, 26, 27, 29 и 38

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнесобский комплекс (Pzws); 3 — харотская свита (O_3 —Sch); 4 — харбейская свита (Rf—Pz₁ch); 5 — хан-мейхойская свита (Rf—Pz₁chmh); 6 — собская свита (Rf—Pz₁sb); 7 — верхняя няровейская подсвита, верхняя толща (Rf—Pz₁nr₂^a); 8 — верхняя няровейская подсвита (Rf—Pz₁nr₂); 9 — нижняя няровейская подсвита, верхняя толща (Rf—Pz₁nr₁^a); 10 — нижняя няровейская подсвита (Rf—Pz₁nr₁); 11 — немурюганская свита (Rf—Pz₁nm); 12 — марункеуский комплекс (Rf—Pz₁mk); 13 — гипербазиты (σ); 14 — габбро и габбро-диориты (v); 15 — диабазы и габбро-диабазы (β); 16 — гранитоиды (γ₁); 17 — зоны гранитизации по разным породам; 18 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые

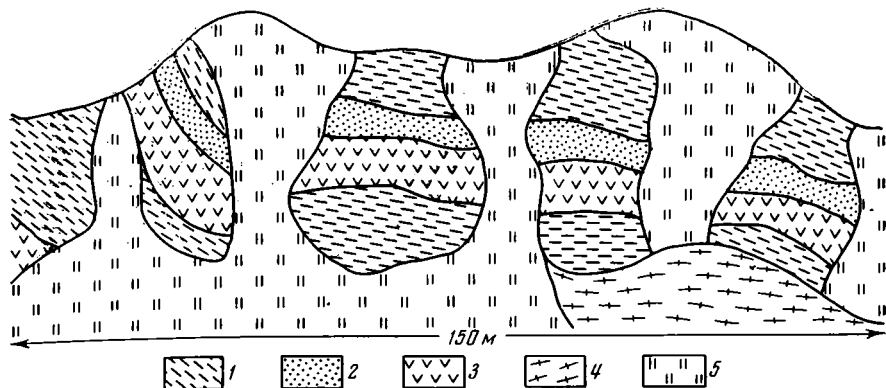
А — дополнительные складки зоны разлома; Б — мелкая складчатость зоны гранитизации; цифры в кружках: 1 — слюдяные сланцы, 2 — гранито-гнейсы; 3 — гранитизированные сланцы



Фиг. 25. Геологический разрез по линии I—I (см. фиг. 2)

А — плейчатость, связанная с секущим кливажем; Б — строение небольшой флексуры: 1 — мраморы 2 — апоалевролитовые сланцы; В — строение крупной флексуры: 1 — мраморы, 2 — апоалевролитовые сланцы; 3 — осыпь; Г — флексура на правом берегу р. Немур-Юган: 1 — вулканогенные сланцы, 2 — апоалевролитовые сланцы, 3 — гранито-гнейсы, 4 — осыпь

Условные обозначения см. на фиг. 24



Фиг. 26. Флексура в отложениях няровейской свиты

1 — апоалевролитовые сланцы; 2 — апопесчанниковые сланцы; 3 — аподнабазовые сланцы;
4 — гранито-гнейсы; 5 — осыпь

вому притоку р. Немур-Юган (фиг. 26). Здесь видно, как полого залегающие (падение на восток до 10°) пласты нижнего крыла флексуры на расстоянии 20—30 м приобретают крутое падение до 70° (смыкающее крыло флексуры). Судя по характерному пласту порфиритоидов, перегиб не сопровождается значительными разломами. Аналогичные поперечные флексуры отчетливо устанавливаются и в других местах (см. геологический разрез по линии I—I, фиг. 25). Продольные флексуры построены в целом сходно с поперечными (см. геологический разрез по линии III—III, фиг. 24), однако иногда появляются и более сложные формы. Одна из таких форм наблюдается в междуречье р. Немур-Юган и р. Крестовая (геологический разрез по линии II—II, фиг. 27). Здесь крыло Лонготюганской антиклинали осложнено флексурообразной неравнобокой антиклиналью с пологим южным (падение на юг до $25\text{--}30^\circ$) и крутым северным (падение на север до $60\text{--}70^\circ$) крыльями. Шарнир флексурообразной антиклинали круто (до $30\text{--}40^\circ$) погружается на восток, в сторону погружения всей Лонготюганской антиклинали. К югу от флексурообразной антиклинали соответственно обособливается асимметричная синклиналь, раскрывающаяся на восток. С востока и с юга эта синклиналь ограничена поперечной и продольной флексурами, что придает ей корчатую форму в плане.

В целом Лонготюганская антиклиналь имеет отчетливо выраженное ступенчатое строение за счет сочетания продольных и поперечных флексур (ср. геологический разрез по линии I—I, по простиранию Лонготюганской антиклинали, и геологические разрезы по линиям II—II и III—III, вкрест простирания этой структуры). Участки, расположенные между этими продольными и поперечными флексурами, дислоцированы очень слабо. Например, к западу от горы Лонготьеган-Тай-Кеу породы низов нижней няровейской подсвиты (особенно ее нижней толщи) залегают очень полого, часто почти горизонтально. Они осложнены небольшими куполообразными складками с падениями пород на крыльях максимально до 30° , а обычно $10\text{--}15^\circ$.

Такое пологое залегание пород особенно характерно для ядра Лонготюганской антиклинали, вне зон флексурных перегибов. На крыле антиклинали в межфлексурных участках обычно породы наклонены круче (до 30°), и среди них чаще появляются локальные зоны с более крутыми наклонами пластов. Зоны с крутыми падениями (зоны флексурных перегибов) по ширине часто соизмеримы с участками более пологого залегания пород.

Помимо рассмотренных крупных структур, осложняющих строение Лонготюганской антиклинали, в ее пределах, по-видимому, достаточно

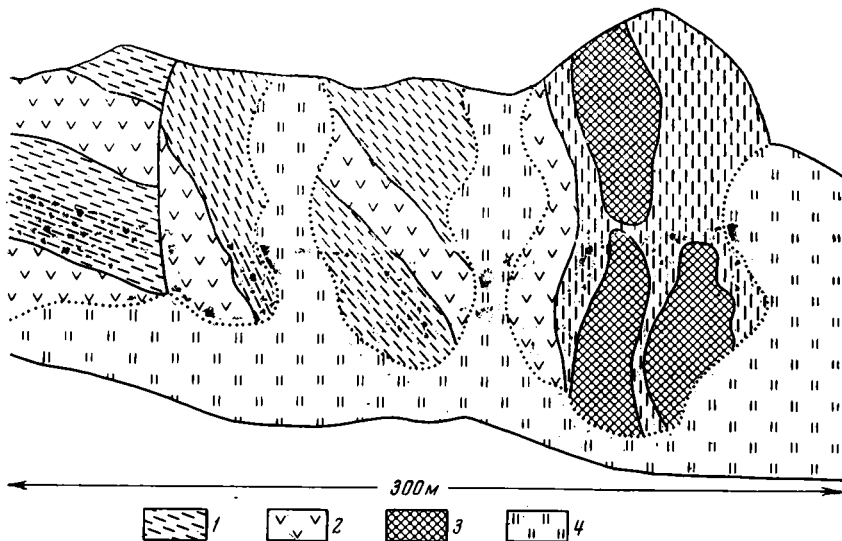
плоскости сместителя в том же направлении (на юг). По смещению геологических границ устанавливается, что разлом представляет собой сброс с приподнятым северным крылом. Указанные наблюдения характеризуют восточный отрезок разлома. Западнее он скрыт широкой долиной реки. Северный разлом целиком перекрыт четвертичными отложениями долины р. Немур-Юган. Никаких определенных данных о его морфологии нет. Если исключить возможность сдвиговых перемещений по нему, то, как и у южного разлома, приподнятым оказывается северное крыло. Амплитуда перемещения по обоим разломам сравнительно невелика и вряд ли превышает первые сотни метров.

К северу от разлома р. Немур-Юган, северное крыло Лонготюганской антиклинали построено сравнительно просто. Породы здесь залегают в общем моноклинально, с падением на север и северо-восток $40-50^\circ$. По направлению на север простирания плавно отворачиваются от субширотных к меридиональным. Моноклинальное залегание, по-видимому, осложнено мелкими дополнительными складками и продольными разломами.

Таким образом, Лонготюганская антиклиналь, в целом, представляет собой крупную неравнобокую флексурообразную антиклиналь с крутым северным крылом и пологим коротким южным крылом.

Особо следует остановиться на характере «выполаживания» Лонготюганской антиклинали в западном направлении. В целом, антиклиналь, несколько выполаживаясь, прослеживается в этом направлении до горы Лонготъеган-Тай-Кей. В 2—3 км западнее этой горы проходит узкая цепочка гипербазитовых интрузий, вытянутых в северо-северо-восточном направлении, почти поперек оси Лонготюганской антиклинали. Западнее этой цепочки гипербазитов Лонготюганская антиклиналь не чувствуется и развитие здесь породы немурюганской и частично няровейской свит имеют выдержанные субмеридиональные простирания. Породы с субмеридиональными простираниями слагают полосу шириной от 2 до 4 км, расположенную между отмеченной цепочкой гипербазитов и зоной разломов западного ограничения Харбейского антиклинория. Широкие, северо-западные и северо-восточные простирания пород и пологие, почти горизонтальные, залегания пластов, свойственные ядру Лонготюганской антиклинали, появляются только восточнее гипербазитов. Все это позволяет предположить наличие вдоль цепочки гипербазитов разлома, ограничивающего Лонготюганскую антиклиналь от расположенной западнее полосы рифейско-нижнепалеозойских пород, ориентированных параллельно зоне разломов западного ограничения Харбейского антиклинория. В одном из правых притоков р. Крестовой, на его западном берегу, видно, как породы няровейской свиты, имеющие северо-западное простираание, под углом срезаются с запада маломощным телом гипербазитов (до 150—200 м мощностью) субмеридионального простираания. Непосредственно западнее гипербазитов выходят отложения немурюганской свиты, имеющие северо-северо-восточное простираание. Такое же, но менее резкое сочленение пород с разными простирааниями по этому разлому отмечается и несколько севернее, на левобережье р. Крестовой. Однако в последнем случае этот разлом проходит внутри няровейской свиты и не имеет сколь-нибудь заметной вертикальной амплитуды. Вблизи рассматриваемого разлома породы, обнажающиеся как западнее, так и восточнее его, приобретают более крутые, чем в удалении от него, падения с восточными румбами (до $60-70^\circ$). Это косвенно указывает на возможно восточное падение плоскости разлома. Однако, если по сочетанию разных простирааний в плане этот разлом фиксируется достаточно отчетливо, то вертикальная амплитуда перемещения по этому нарушению устанавливается не везде.

К западу от рассмотренного разлома в основном развиты отложения немурюганской свиты. Здесь породы имеют выдержанные простираания

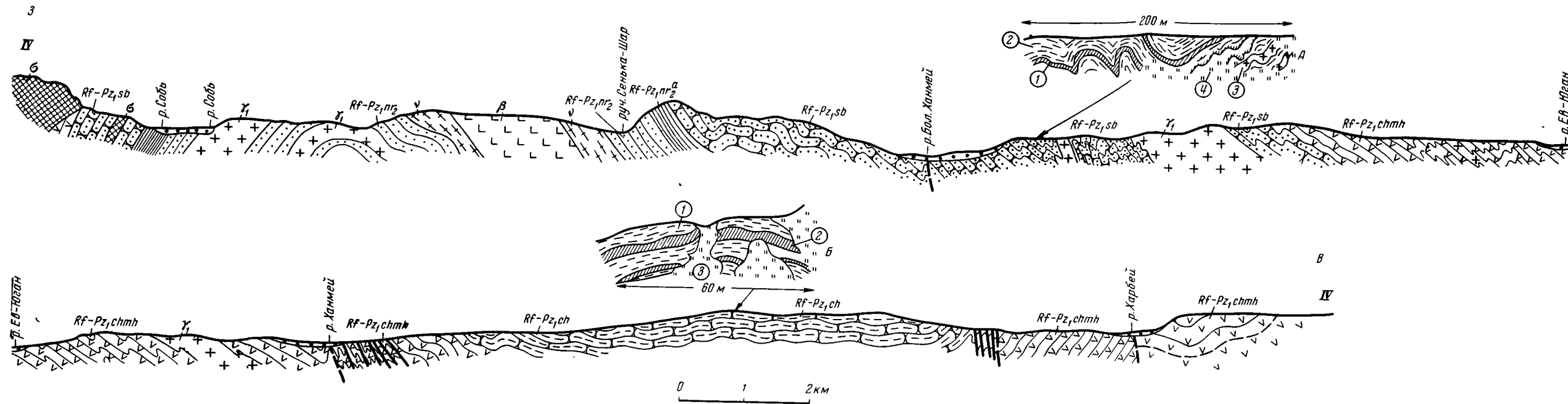


Фиг. 28. Зона разлома в окрестностях горы Лонготъеган-Тай-Кей
1 — парасланцы; 2 — порфиритоиды; 3 — зоны окварцевания; 4 — развалы

с восточными падениями в среднем $30-40^\circ$. Моноклиальное залегание осложняется продольными структурными террасами, в пределах которых породы залегают значительно более полого ($10-15^\circ$), а иногда даже приобретают пологие западные падения до $10-15^\circ$. В этих случаях структура приобретает характер резко асимметричных, неравнобоких антиклиналей, с коротким и пологим западным крылом и крутым восточным крылом. Обычно флексурообразные антиклинали и структурные террасы имеют небольшую ширину, порядка нескольких десятков, первых сотен метров. В некоторых случаях они достигают больших размеров. Такая сравнительно крупная флексурообразная антиклиналь в отложениях немурюганской свиты хорошо обнажена по левым притокам р. Крестовой в ее верховьях (см. геологический разрез по линии I—I, фиг. 25). Западное, пологое, крыло этой антиклинали с падениями пород на северо-запад до $10-15^\circ$ прослеживается по крайней мере на расстоянии 300 м вкрест простирания структуры. На восточном крутом крыле этой антиклинали породы падают на восток под углом 40° . Пологое, западное крыло антиклинали осложнено несколькими более мелкими неравнобокими антиклиналями с крутыми восточными (до 60°) и пологими западными (до 20°) крыльями (см. фиг. 25, В). Шарнир всей неравнобокой антиклинали, так же, как и шарниры осложняющих ее более мелких структур, погружаются на север с наклоном порядка $20-30^\circ$.

На правом берегу р. Крестовой, у устья руч. Каньонного, видна серия последовательных продольных структурных террас, где небольшие по протяженности (несколько десятков метров) участки с пологим падением пластов на восток (до $15-20^\circ$) сменяются более крутыми (до 40°). В русле руч. Каньонного обнажен участок такого перегиба слоев. В месте перегиба, по-видимому, проходит небольшой разлом, плоскость которого круто падает на восток. Вблизи разлома слои с той и другой стороны несколько задираются и приобретают антиклиналеподобное строение. Шарниры отмеченных выше перегибов погружаются на юг, причем иногда угол падения шарниров достигает 30° .

Рассмотренная зона по своему простиранию (субмеридиональное) и по морфологии структур (сравнительно крутое моноклиальное залегание)



Фиг. 29. Геологический разрез по линии IV—IV (см. фиг. 2)

Условные обозначения см. на фиг. 24

A — дополнительные складки в ядре синклинали: 1 — маркирующий горизонт мелкозернистых кристаллических сланцев, 2 — апелесчаниковые сланцы, 3 — гранито-гнейсы, 4 — осыпь; B — пологое залегание парагнейсов и амфиболитов: 1 — парагнейсы, 2 — амфиболиты, 3 — осыпь

ние, осложненное структурными террасами) существенно отличается от строения Лонготюганской антиклинали. Эта зона протягивается вдоль разломов западного ограничения Харбейского антиклинория и может, видимо, рассматриваться как зона переработки рифейско-нижнепалеозойских структур вблизи разломов.

Собская антиклиналь, расположенная в бассейне р. Сось, принципиально сходна с Лонготюганской антиклиналью. Ее шарнир ориентирован в запад-северо-западном направлении и погружается на восток. В западной, приподнятой, части антиклинали, в ее ядре, обнажаются отложения няровейской свиты, которые восточнее, по мере погружения шарнира, сменяются последовательно собской и ханмейхойской свитами. Собская антиклиналь сравнительно плохо обнажена. В ее пределах широко развиты проявления гранитизации и метаморфизма.

Собская антиклиналь отчетливо асимметрична. Южное крыло Собской антиклинали очень крутое. Углы падения достигают нередко 70 и 80° , а иногда пласты стоят вертикально. В соответствии с этим, различные свиты рифейско-нижнепалеозойских отложений слагают в южном крыле антиклинали узкие полосы. В пределах южного, крутого, крыла обычно не отмечается сколь-нибудь крупных осложняющих структур.

Собская антиклиналь имеет коробчатую или близкую к этому форму (фиг. 29). По-видимому, в ядре антиклинали широко распространены осложняющие структуры, особенно в восточной, более погруженной его части. На это указывает появление, наряду с пологими, крутых падений и резкие изменения простиранья пород. Так, на фоне обычных, восток-юго-восточных и юго-восточных падений, появляются юго-западные и даже западные падения. Однако неразработанность стратиграфии и слабая обнаженность не позволили выявить характер этих структур.

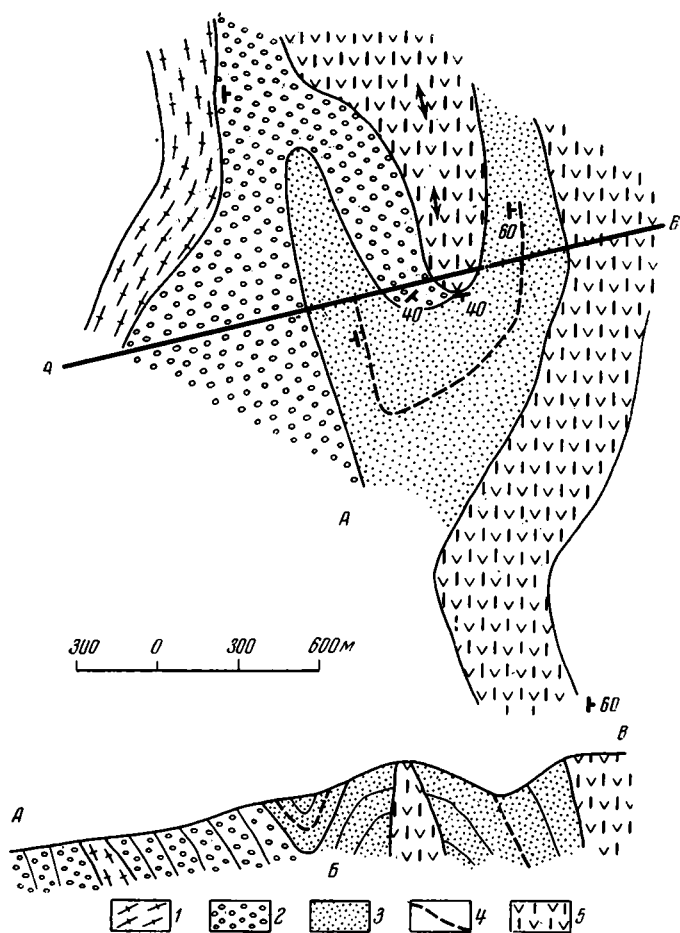
Северо-восточное крыло Собской антиклинали, в целом, по-видимому, значительно более пологое, чем ее юго-юго-западное крыло. Как видно на геологической карте, полосы, сложенные разными свитами, на северо-восточном крыле антиклинали резко расширяются, по сравнению с южным крылом. Особенно четко это видно на примере собской свиты, которая на южном крыле слагает полосу не шире $2\text{--}2,5$ км, а на северо-восточном — до $10\text{--}11$ км шириной. Хотя в каждом конкретном случае породы северо-восточного крыла залегают довольно круто ($40\text{--}70^\circ$), зеркало складок, видимо, погружается довольно полого. Характер структур, осложняющих северо-восточное крыло Собской антиклинали, не всегда ясен. Одна такая, сравнительно крупная осложняющая складка наблюдается по левобережью р. Б. Ханмей (фиг. 30). Она представляет собой крупную неравнобокую коробчатую антиклиналь, сопряженную с небольшой неравнобокой синклиналью. На геологическом разрезе по линии IV—IV (см. фиг. 29) видна эта же антиклиналь, но в более южном сечении, чем на фиг. 30. Шарнир отмеченной антиклинали погружается в юго-восточном направлении под углом $30\text{--}40^\circ$.

На левобережье р. Б. Ханмей, в пределах полосы развития пород собской свиты, по элементам залегания устанавливается запрокинутая на запад почти изоклиальная антиклиналь и сопряженная с ней синклиналь, осложняющие северо-восточное крыло Собской антиклинали (см. разрез по линии IV—IV, фиг. 29). Породы на крыльях этих складок падают на северо-восток под углом $50\text{--}70^\circ$. Шарниры складок круто погружаются на юго-восток (на периклинали антиклинальной складки падения пород достигают 40°). Ядро отмеченной синклинали смято, в свою очередь, в дополнительные сложные складки, несколько наклоненные на юго-запад (см. фиг. 29, Б). По-видимому, в пределах северо-восточного крыла Собской антиклинали (или, что то же, юго-западного крыла Ханмейской синклинальной зоны) широко развиты сложные запрокинутые и наклоненные на юго-запад складки и разломы.

Таким образом, Собская антиклиналь представляет собой крупную неравнобокую антиклиналь с пологим северо-восточным крылом и крутым южным крылом. Собская антиклиналь в этом отношении «зеркальна» по отношению к Лонготюганской. Если у Лонготюганской антиклинали крутым является северное крыло, то у Собской антиклинали — южное.

Ханмейская синклиналильная зона изучена значительно хуже. Она сложена мощными и однообразными толщами. Вследствие этого не удастся достаточно детально расшифровать внутреннюю структуру Ханмейской синклиналильной зоны. С севера Ханмейская зона ограничена Лонготюганской антиклиналью, с юга — Собской. С востока Ханмейская зона срезана Главным Уральским глубинным разломом, а с запада — разломами западного ограничения Харбейского антиклинория.

Ханмейская синклиналильная зона выполнена образованиями ханмейской серии, а ее наиболее прогнутые части — харбейской свитой этой серии. Синклиналильная зона в общем имеет северо-западное простирание, шарнир ее полого погружается в юго-восточном направлении.



Фиг. 30. Схематическая геологическая карта (А) и разрез (Б) участка на левобережье р. Ханмей

1 — гранито-гнейсы; 2 — сахаровидные кварциты; 3 — графитондсодержащие кварциты; 4 — пласт аркозовых метапесчаников; 5 — метадиабазы

Строение юго-западного крыла Ханмейской синклинальной зоны было рассмотрено при описании северо-восточного крыла Собской антиклинали. Это крыло, сложенное главным образом породами ханмейской свиты, осложнено многочисленными дополнительными складками, наклоненными и запрокинутыми на юго-запад, с падениями пород на крыльях $30-70^\circ$. По долине р. Ханмей, по-видимому, проходит большой разлом северо-западного простирания. Он отделяет крыло синклинальной зоны от ее ядра, сложенного породами харбейской свиты. Сам разлом скрыт под четвертичными отложениями, однако вдоль него, по левобережью р. М. Ханмей, прослеживается широкая полоса интенсивно дислоцированных и рассланцованных пород, где амфиболиты и гнейсы нацело превращены в темные амфиболовые и слюдяные сланцы с яркими чертами диафтореза. Породы в пределах этой полосы падают на северо-восток под углом $50-70^\circ$. Вероятно, разлом представляет собой крутой надвиг, по которому ядро несколько надвинуто на юго-западное крыло синклинальной зоны (см. геологический разрез по линии IV—IV, фиг. 29).

Ядро синклинальной зоны сложено полого лежащими породами, осложненными небольшими куполовидными складками. Иногда породы залегают горизонтально (см. фиг. 29, В). Местами появляются крутые падения, что, по-видимому, связано с дополнительными складками и небольшими разломами.

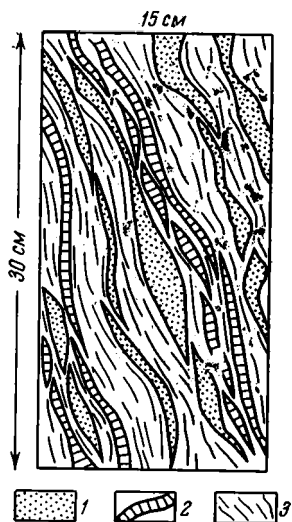
Ядро синклинальной зоны рассечено субширотным разломом. Вдоль него породы харбейской свиты приобретают крутое падение. Субширотный разлом в восточной части сочленяется с разломом, ограничивающим с северо-востока ядро Ханмейской зоны. Вдоль этого разлома широкой полосой прослеживается полоса интенсивного рассланцевания и диафтореза с почти вертикальной ориентировкой сланцеватости.

Северо-восточное крыло Ханмейской синклинальной зоны, сложенное породами ханмейхойской и собской свит (последняя развита в основном в центроклиналичной части зоны), изучено недостаточно. Крыло осложнено крупной флексурообразной неравнобокой антиклиналью, отделяющей более прогнутую юго-западную часть синклинальной зоны от менее прогнутой северо-восточной ее части (см. фиг. 3). Шарнир этой антиклинали, примерно совпадающий с долиной р. Харбей, видимо, осложнен разломом. Антиклиналь сложена только породами ханмейхойской свиты, и поэтому ее наличие устанавливается лишь по элементам залегания. В частности, в среднем течении р. Харбей, по его левому берегу, отмечаются северо-восточные падения пород, фиксирующие северо-восточное крыло этой антиклинали.

К северо-востоку от антиклинали р. Харбей намечается резко асимметричная, неравнобокая синклиналь с коротким юго-западным и растянутым северо-восточным крылом. Ось этой синклинали имеет в южной части северо-западное простирание. По направлению на север ось синклинали постепенно отворачивает на восток, приобретая вблизи Лонготюганской антиклинали долготное простирание. Последняя сочленяется с ней почти под прямым углом. В этой части отчетливо картируется центроклиналичное замыкание рассматриваемой дополнительной синклинали. Породы центроклинали залегают очень полого (падения до $10-20^\circ$).

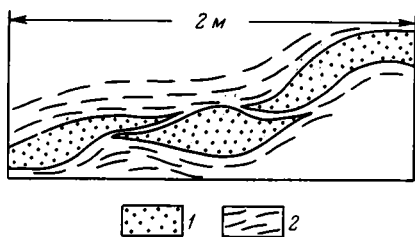
Северо-западные структуры Ханмейской синклинальной зоны в западной части, вблизи края Харбейского антиклинория, выполаживаются, сменяясь структурами северо-северо-восточного простирания. Одновременно резко увеличиваются углы наклона пород. По-видимому, как и в бассейне верховьев р. Лонготюган, это связано с переработкой структур в зоне западного ограничения Харбейского антиклинория.

Западное ограничение Харбейского антиклинория на всем протяжении от бассейна р. Хадата на севере и до бассейна



Фиг. 31. Тектоническое разлинзование в зоне надвига

1 — кварциты; 2 — мраморы; 3 — сланцы



Фиг. 32. Разбудинированный пласт кварцитов

1 — кварциты; 2 — сланцы

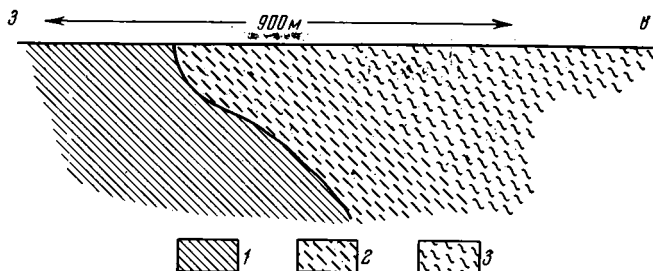
падают на восток под углом $50\text{--}60^\circ$. Тектоническая брекчия в плане образует узкую линзу, прослеживающуюся на расстоянии 3 км. К северу и к югу от нее надвиг практически выражен единой плоскостью.

В долине р. Немур-Юган этот разлом виден в южном склоне долины (фиг. 34). Плоскость надвига падает на восток под углом $60\text{--}70^\circ$. Породы немурюганской свиты вблизи надвига несколько подворачиваются, приобретая крутые почти вертикальные падения, и в них появляются складки волочения. Плоскость надвига падает круче, чем отложения верхнесобского комплекса и несколько положе, или так же, как и породы немурюганской свиты. Помимо складок волочения, висячем и лежащем крыле надвига, вблизи него, появляется своеобразный пологий кливаж, с падением плоскостей в восточном направлении под углом $10\text{--}15^\circ$ или даже горизонтальными залеганиями плоскостей кливажа. Как правило, этот кливаж сопровождается пloyчатостью и «ложными» складочками стрельчатой формы, осевые плоскости которых совпадают с плоскостями пологого кливажа. Помимо пологого кливажа, нередко наблюдается крутой секущий кливаж с падениями плоскостей на восток под углом $60\text{--}50^\circ$. Как и пологий, крутой кливаж сопровождается пloy-

р. Собь на юге связано с крутым надвигом, по которому рифейско-нижнепалеозойские отложения антиклинория надвинуты на расположенные западнее образования верхнесобского комплекса. При этом к востоку от зоны надвига выходят наиболее древние свиты рифейско-нижнепалеозойских отложений антиклинория, обычно круто падающие в восточном направлении. Это, по-видимому, связано с тем, что весь антиклинорий резко приподнят — «вздёрнут» по надвигу. В долине руч. Гена-Хадата, на севере рассматриваемой территории, надвиг прекрасно обнажен. Он представлен широкой (до 150 м) зоной тектонических брекчий, сложенных разбудинированными линзовидными обломками мраморов и кварцитов немурюганской свиты, заключенных в глинисто-известковистом цементе. В этой зоне развит интенсивный кливаж, по плоскостям которого растянуты отдельные обломки и будины (фиг. 31 и 32). Плоскости кливажа падают на восток под углом $40\text{--}50^\circ$. В восточном направлении расщепление уменьшается и зона брекчий постепенно переходит в нормальные рифейско-нижнепалеозойские отложения. Западная граница зоны брекчий резкая, не всегда параллельная плоскостям кливажа, но в целом имеет восточное падение (фиг. 33). Западнее развиты палеозойские толщи верхнесобского комплекса, среди которых широко развит кливаж, сопровождаемый пloyчатостью со стрельчатыми очертаниями складочек. Плоскости кливажа

Фиг. 33. Строение зоны надвига в долине руч. Гена-Хадата

1 — верхнесобский комплекс;
2 — тектоническая брекчия; 3 — рифейско-нижнепалеозойские сланцы

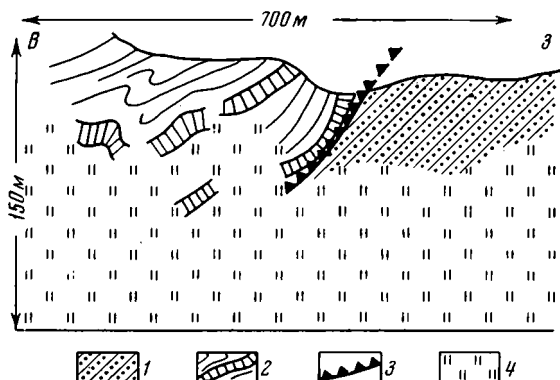


частью, ориентированной параллельно кливажу. Указанные два типа секущего кливажа по направлению на запад и на восток от надвига быстро исчезают. Обе системы кливажа никогда не встречаются вместе, хотя они могут быть развиты в двух соседних обнажениях.

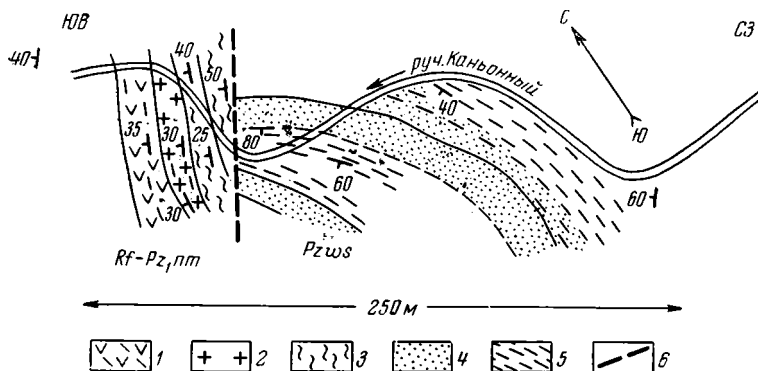
Несколько южнее, в долине руч. Каньонного (правый приток р. Крестовой), породы верхнесобского комплекса подворачиваются вблизи линии надвига, который срезает их почти под прямым углом (фиг. 35). Наклон разлома в этом обнажении определить не удается, но, судя по соотношению линии разлома с рельефом, он наклонен круто.

Фиг. 34. Зона надвига в долине р. Немур-Юган

1 — отложения верхнесобского комплекса; 2 — отложения немурюганской свиты; 3 — надвиг; 4 — развалы коренных пород



Еще южнее, в верховьях р. Харбей, по рассматриваемому надвигу отложения немурюганской свиты надвинуты на породы верхнесобского комплекса. Линия надвига в плане косо сечет простирания пород и срезает отдельные пачки как в висячем, так и в лежащем крыле. Сама линия надвига скрыта под небольшим ложком, шириною до 10 м. Судя по соот-

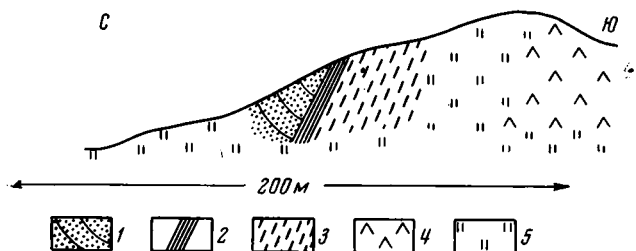


Фиг. 35. Схема строения зоны надвига в районе руч. Каньонного

1 — порфиритоиды; 2 — граниты; 3 — серицито-хлорито-альбито-кварцевые сланцы с актинолитом; 4 — мелкозернистые апопесчаниковые сланцы; 5 — апопелероитовые сланцы; 6 — разломы

ношению линии надвига с рельефом, его плоскость падает на восток под углом $15-20^\circ$. Породы лежачего и висячего крыльев надвига падают на восток значительно круче ($50-80^\circ$). Южнее верховьев р. Харбей надвиг вновь становится значительно более крутым.

К югу от р. Харбей рассматриваемый надвиг начинает разветвляться, расщепляясь на много сравнительно мелких разломов. В каждом из этих частных разломов поднятым оказывается восточное крыло. Возможно, они представляют собой крутые надвиги с падением плоскости на восток. Однако нигде в обнажениях наблюдать зону разлома не удалось. Дальше на юг надвиги быстро затухают. В верховьях р. Сось западная граница



Фиг. 36. Тектонический контакт гипербазитов и каменноугольных пород в одном из правых притоков р. Сось
1 — песчаники; 2 — тальковый сланец; 3 — серпентинитовый сланец; 4 — серпентинит; 5 — осыпи

Харбейского антиклинория круто отворачивает на запад, приобретая на некотором отрезке широтное простирание. Место этого поворота — единственное место, где граница антиклинория не тектоническая.

Судя по тому, что отложения верхнесобского комплекса в этом месте с резким угловым несогласием залегают непосредственно на рифейско-нижнепалеозойских породах Харбейского антиклинория, можно предполагать, что под ними существует погребенный участок разлома.

Западнее разлом прослеживается повсеместно вдоль северного склона массива Рай-Из, отделяя рифейско-нижнепалеозойские отложения от каменноугольных. В одном из правых притоков верхнего течения р. Сось, вблизи разлома, в каменноугольных отложениях появляется узкая (до 3—6 м) зона секущего кливажа широтного простирания с вертикальным или очень крутым (до $80-85^\circ$) северным падением. Сами каменноугольные породы в этом месте круто падают на юг (до $50-60^\circ$). Характер приразломного кливажа, а также прямолинейность разлома в плане скорее всего указывают на его сбросовый характер, с крутым падением плоскости на север.

В другом правом притоке р. Сось, в самых его верховьях, обнажается тектонический контакт гипербазитов с каменноугольными песчаниками райизской свиты. В этом случае зона разлома представлена узкой полосой оталькованных пород, круто падающих на север, в сторону каменноугольных отложений, и сам разлом имеет характер сброса (фиг. 36).

С широтным простиранием этот разлом прослеживается вплоть до северо-западного окончания гипербазитового массива Рай-Из, где его сменяет система разломов северо-восточного простирания. Широтный разлом прослеживается на некоторое расстояние далее на запад, среди палеозойских отложений Лемвинского синклинория, быстро затухая в этом направлении.

На водоразделе рек Харота и Елец, в бассейне р. Хараматалоу рифейско-нижнепалеозойские отложения повсеместно отделены от палеозоя Лемвинского синклинория разломами северо-восточного простирания. Морфология этих разломов неясна. В бассейне верховьев р. Хароты, к юго-востоку от этих разломов, в пределах полосы распространения рифейско-нижнепалеозойских толщ сохранилась небольшая, запрокинутая на северо-запад синклиналь, сложенная ордовикскими отложениями.

В других местах в поднятом крыле разлома отложения более молодые, чем рифейско-нижнепалеозойские, отсутствуют.

Некоторым указанием на характер разломов на рассматриваемом отрезке может служить появление небольшого тектонического покрова в месте сочленения широтного отрезка разлома с северо-восточным (гора Шлем). Останец покрова няровейской свиты обнажается на вершине горы Шлем. Отложения няровейской свиты (аллахтон) подстилаются каменноугольными породами яйюской и райизской свит (автохтон). В аллахтоне породы падают на восток под углом $40-60^\circ$, в автохтоне — на восток под углом до 80° . Плоскость шарьяжа имеет пологое восточное падение (до $10-15^\circ$). В коренном залегании рифейско-нижнепалеозойские отложения развиты на расстоянии примерно в 2 км к востоку от останца покрова, так что величина горизонтального перемещения в западном направлении очень невелика.

Южнее останца покрова разлом имеет юго-западное простирание. Он обычно не обнажен и устанавливается только при геологическом картировании. В одном из правых притоков р. Елец, в его верховьях, этот разлом ограничивает ордовикские отложения Лемвинского синклинория от рифейско-нижнепалеозойских образований, развитых восточнее. В обоих крыльях породы имеют крутое восточное и юго-восточное падение. К зоне разлома приурочено небольшое тело серпентинитов мощностью до 10 м. Контакт серпентинитов с ордовикскими отложениями не обнажен. С востока серпентиниты отделены разломом от порфиритоидов рифея — нижнего палеозоя. Разлом представлен узкой (до 30—40 см мощностью) зоной тальковых сланцев, круто падающих на восток.

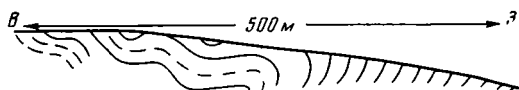
Таким образом, Харбейский антиклинорий и его южное продолжение почти повсеместно ограничены от расположенных западнее структур разломом или зоной разломов. В большинстве случаев эти разломы представляют собой крутые надвиги с восточным падением плоскости. Только на участке, где разлом резко меняет свою субмеридиональную ориентировку на широтную, он приобретает характер крутого сброса. По-видимому, крутой надвиг в некоторых местах образует пологий «kozyрек», с чем и связаны участки с пологим залеганием плоскости разлома в верховьях р. Харбей и даже небольшие шарьяжи (гора Шлем).

С внутренней стороны от разломов западного ограничения Харбейского антиклинория появляются некоторые структурные осложнения, видимо генетически связанные с развитием этого ограничения. Выше неоднократно отмечалось, что с приближением к зоне разломов структуры Харбейского антиклинория приобретают простирания, параллельные разлому. В некоторых случаях (например, в западной части Лонготюганской антиклинали) вдоль разлома обособливается отчетливая полоса пород, дислоцированных параллельно разлому. От расположенных восточнее субширотных структур Лонготюганской антиклинали эта полоса отделяется разломом, с которым связана цепочка гипербазитовых интрузий.

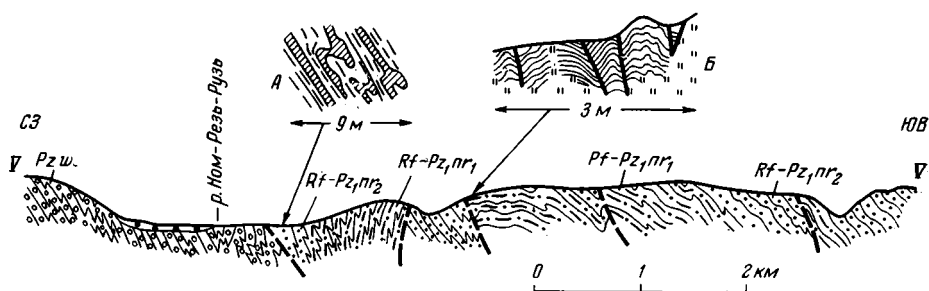
Еще отчетливее такая картина наблюдается в бассейне верховьев р. Хараматалоу. Как видно из геологической карты, восточнее разлома западного ограничения антиклинория прослеживается неширокая (до 2—3 км) полоса пород с простираниями, параллельными разлому. С юго-востока эта полоса отделена зоной разлома с мелкими гипербазитовыми телами от тех же по возрасту пород, но имеющих отчетливое северо-западное простирание. По существу, как и в примере с Лонготюганской антиклиналью, этот разлом с гипербазитовыми телами не обнаруживает значительной вертикальной амплитуды, однако является зоной торцового сочленения структур с разными простираниями. По-видимому, полосу пород с простираниями, параллельными разлому, в целом можно рассматривать как зону переработки рифейско-нижнепалеозойских структур

вблизи разлома западного ограничения антиклинория. С этой точки зрения гипербазитовые интрузии и разломы, ограничивающие с востока зону переработки, можно представить себе как проекцию на современный эрозионный срез более глубокой и, соответственно, более крутой части разлома западного ограничения. В верховьях р. Елец, в зоне переработки структур близ надвига западного ограничения видно подворачивание и запрокидывание пластов в западном направлении (фиг. 37).

По левобережью р. Номь-Рез-Рузь вдоль зоны разломов западного ограничения Харбейского антиклинория выделяется своеобразная приразломная антиклиналь, в ядре которой выходят отложения нижней под- свиты няровейской свиты. Антиклиналь по форме почти изоклиналина и отчетливо запрокинута на запад. Породы в обоих ее крыльях падают на восток под углами $40-60^\circ$ (фиг. 38). Шарнир антиклинали полого



Фиг. 37. Подворачивание пластов в зоне приразломной переработки в верховьях р. Елец.



Фиг. 38. Геологический разрез по линии V—V (см. фиг. 2)
Условные обозначения см. на фиг. 24

А — складки волочения в зоне надвига; Б — пологое залегание с секущим кливажем

погружается на юг. В ядре антиклинали породы иногда залегают довольно полого, однако пологие залегания обычно замаскированы секущим кливажем. Плоскости кливажа имеют восточное падение, в общем параллельное осевой плоскости антиклинали. Антиклиналь разбита разломами, представляющими собой отдельные ветви надвига западного ограничения антиклинория. По-видимому, эта антиклиналь также представляет собой результат переработки структур в связи с разломом западного ограничения. Интересно, что она пространственно совпадает с той частью, где единый надвиг ветвится, затухая в южном направлении.

Зона Главного Уральского глубинного разлома, ограничивающая с востока и юго-востока Харбейский антиклинорий, в основном располагается вне рассматриваемого района, заходя в него на юге и юго-востоке (нижнее течение рек Ханмей, Харбей и среднее течение р. Сось) и частично на северо-востоке (восточнее хр. Марун-Кей). В обоих случаях наблюдения проводились очень бегло, что связано с плохой обнаженностью (юг района) и со сложной и непонятной геологией участка (хр. Марун-Кей). Как будет показано ниже, глубинный разлом отчетливо устанавливается по характеру магматизма и метаморфизма, по смене формаций и по всей истории развития структур. Его морфологическое выражение почти не изучено.

К востоку от хр. Марун-Кей глубинный разлом трассируется крупными гипербазитовыми интрузиями Сыум-Кей и Харче-Рузь, располо-

женными почти целиком восточнее рассматриваемой территории. К западу от гипербазитов выделяется узкая зона интенсивно рассланцованных пород. Сланцеватость в пределах этой зоны имеет крутое западное падение (до 60—70°). По-видимому, сланцеватость ориентирована в общем параллельно зоне глубинного разлома и является одним из его выражений. С этим согласуется крутое западное падение подводящего канала гипербазитов Сыум-Кеу, установленное Н. П. Херасковым и Ю. Е. Молдаванцевым по форме массива. Подводящий канал гипербазитов, по-видимому, также фиксирует зону глубинного разлома. Таким образом, можно предполагать, что зона глубинного разлома, в целом, с западным падением уходит под образования Харбейского антиклинория. Учитывая, что Харбейский антиклинорий приподнят относительно структур, расположенных восточнее, можно предположить, что глубинный разлом имеет характер крутого надвига. Разумеется, его нельзя при этом рассматривать в виде единого разлома, а можно говорить о более или менее широкой зоне.

На отрезке от р. Лонготъеган и до р. Харбей данные о структурах глубинного разлома практически отсутствуют. На отрезке от р. Харбей и до р. Собь зона Главного разлома, трассирующаяся цепочкой гипербазитов и поясом метаморфизма, приобретает субширотное простирание. Она отделяет рифейско-нижнепалеозойские отложения Харбейского антиклинория от палеозойских вулканогенных толщ и связанных с ними габбро-диоритов эвгеосинклинальной зоны уралид. В междуречье рек М. Ханмей и Харбей, вдоль зоны глубинного разлома местами появляется полоса интенсивного рассланцевания пород харбейской свиты. Здесь же, вблизи разлома, северо-западные простирания пород Ханмейской синклинальной зоны резко сменяются субширотными, причем нередко появляются северо-западные падения. По-видимому, эти изменения в структуре связаны с глубинным разломом. Судя по такому «задиранию» пород вблизи разлома, можно предположить, что Харбейский антиклинорий несколько надвинут по разлому и сама зона разлома падает на север. Однако сланцеватость в этой же зоне часто имеет крутое южное падение. Известные сейчас данные не дают однозначного решения о наклоне зоны глубинного разлома на рассмотренном отрезке.

Наиболее сложным представляется вопрос о времени формирования основных структур Харбейского антиклинория. Выше указывалось, что разрез рифейско-нижнепалеозойских отложений Собской и Лонготюганской антиклиналей существенно отличается от разреза Ханмейской синклинальной зоны. По-видимому, как относительные поднятия, эти структуры существовали уже в рифейско-нижнепалеозойское время.

Полоса разрезов с повышенным содержанием вулканитов и с большими мощностями, приуроченная к осевой части Ханмейской синклинальной зоны, прослеживается в северо-западном направлении вдоль оси синклинальной зоны вплоть до надвигов западного ограничения Харбейского антиклинория (см. фиг. 3). При этом в более древних отложениях (немуруганская свита) зона развития существенно вулканогенных фаций заметно уже, чем в более молодых отложениях. Характерно, что даже в непосредственной близости к западному ограничению Харбейского антиклинория эта фациальная зона сохраняет свое северо-западное простирание, хотя сами рифейско-нижнепалеозойские отложения в этом месте имеют северо-северо-восточное простирание, параллельное надвигам западного ограничения антиклинория. Последнее обстоятельство, как нам кажется, связано с тем, что субмеридиональные простирания связаны с герцинской переработкой рифейско-нижнепалеозойских структур в зоне надвигов.

Разломы западного ограничения Харбейского антиклинория, видимо, заложились в ордовикское время. Об этом говорит появление конгломе-

ратов с галькой рифейско-нижнепалеозойских пород в ордовикских отложениях вблизи разломов западного ограничения Харбейского антиклинория. В более позднее время вдоль разломов западного ограничения, видимо, существовал тектонический уступ, с чем связано своеобразное положение верхнесобского комплекса. Судя по району верховьев р. Сось, эти образования, слагающие узкую синклинали, в восточном и юго-восточном крыле залегают непосредственно на рифейско-нижнепалеозойских отложениях Харбейского антиклинория, в то время как в западном крыле из-под них выходят отложения силура и ордовика. Такое резко асимметричное строение крыльев указывает на шовный характер синклинали, сложенной породами верхнесобского комплекса. Синклинали, по-видимому, развилась вдоль тектонического уступа, связанного с разломами западного ограничения Харбейского антиклинория. Редуцированное, восточное и юго-восточное крыло этой синклинали сохранилось только в верховьях р. Сось. В остальных районах оно полностью размыто и рифейско-нижнепалеозойские отложения Харбейского антиклинория по разлому контактируют непосредственно с породами западного крыла этой шовной синклинали.

Лонготюганская и Собская антиклинали, развивавшиеся в течение рифея и нижнего палеозоя, по-видимому, в том или ином виде проявились как положительные структуры и позднее. На это указывает приуроченность к ним основной массы палеозойских гранитоидов и связанных с гранитоидами процессов метасоматоза. История развития Главного глубинного разлома не может быть разобрана по данным столь ограниченного участка.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗМА

Интрузии и характер метаморфизма пород Собского поперечного поднятия подробно изучал Ю. Е. Молдаванцев, в тесном контакте с которым проводились все исследования. Поэтому рассмотрению этих вопросов уделено минимальное внимание в настоящей работе. Часть выводов уже опубликована в ряде статей (Молдаванцев, Перфильев, Херасков, 1960; Молдаванцев, Перфильев, 1962, 1963; Молдаванцев, 1963).

Наименее изучен вопрос о возрасте интрузивных и метаморфических процессов. Геологические данные весьма противоречивы и даже относительная последовательность процессов может быть установлена только в самой общей форме, причем она иногда резко меняется при переходе от одного участка к другому. Поэтому настоящий раздел построен не по принципу абсолютной или относительной последовательности проявлений интрузивного магматизма, а по составу пород от ультраосновных к кислым. Ниже, в главах, посвященных общему разбору тектоники севера Урала, сделана попытка дать относительную последовательность этих процессов.

Ультраосновные породы распространены преимущественно в Харбейском антиклинории. Они представлены крупными гипербазитовыми массивами (Рай-Из, Сыум-Кеу и др.) и мелкими телами серпентинизированных гипербазитов и серпентинитов. Гипербазитовый массив Рай-Из подробно изучил А. Н. Заварицкий (1932). Позднее гипербазиты Полярного Урала изучали многие исследователи (Падалка, 1936; Виноградская, 1961; Иванов, Устрицкий, Молдаванцев, 1957; Морковкина, 1960а, б, 1962; и др.). Среди гипербазитов преобладают дуниты, саксониты и гарцбургиты, образующие характерный полосчатый комплекс. Подчиненное значение среди них занимают лерцолиты и пироксениты (диаллагиты). С гипербазитами ассоциируются разнообразные жильные образования, среди которых отмечены дуниты (иногда пегматитового типа), пироксениты и горнблендиты, плагиоклазиты (анортозиты и аль-

бититы), микрогаббро и диабазы, переходящие в диабазовые порфири-
ты. В юго-восточной части массива Рай-Из отмечены небольшие шилы
хромитов. Для части образований гипербазитового комплекса А. Н. За-
варицкий (1932), Г. М. Виноградская (1961) и Ю. Е. Молдаванцев
(1963) установили метасоматическое происхождение (некоторые разно-
видности дунитов и пироксенитов).

В крупных гипербазитовых массивах нередко появляются зоны сер-
пентинизированных гипербазитов и зоны сплошных змеевиковых слан-
цев, мощностью от нескольких до сотен метров. Обычно зоны серпенти-
низации приурочены к разломам (иногда очень небольшой амплитуды)
или эндоконтактовым частям массивов, где часто наблюдается зона сер-
пентинизированных пород или серпентинитов, мощностью до нескольких
сотен метров. В зонах разломов нередко серпентиниты замещаются
тальково-карбонатной (магnezит) породой. Особенно отчетливо эта кар-
тина наблюдается в правом притоке верхнего течения р. Елец, где в
борту ручья вскрыта крупная зона разлома, ограничивающая с запада
Харбейский антиклинорий. Гипербазиты в этой зоне превращены в свое-
образную тектоническую брекчию. Брекчия состоит из крупных (до 2—
3 м в диаметре) шаров серпентинизированных гипербазитов, покрытых
серпентинитовой рубашкой до 1—2 см мощностью. Эти шары погружены
в тальково-магnezитовый цемент. По простиранию разлома брекчия сме-
няется «конгломератовидными» гипербазитами, представляющими собой
отдельные линзовидные участки гипербазитов (внешне имеющие форму
галек), покрытых серпентинитовой рубашкой. Цементом является сер-
пентинит. В отличие от крупных гипербазитовых массивов, мелкие тела
обычно почти полностью превращены в серпентиниты. В крупных гипер-
базитовых массивах отчетливо устанавливается полосчатость, обуслов-
ленная неравномерным распределением пироксена и послойным чередо-
ванием дунитов, перидотитов и пироксенитов. Ю. Е. Молдаванцев при-
шел к выводу о магматической природе этой полосчатости, ориентиро-
ванной, в целом, параллельно стенкам массива.

Н. П. Херасков указывал, что Райизский массив представляет собой
полого залегающее лаполитообразное тело с системой узких подводящих
каналов на глубине. Он основывался на данных разновысотной аэромаг-
нитной съемки. На мелкомасштабных картах (данные А. Г. Комарова)
Райизский массив не дает сколь-нибудь заметной положительной ано-
малии и на его месте остается только несколько узких локальных мак-
симумов. Один из них, приуроченный к западной части массива, вытянут
долготно, в целом параллельно западному его краю. Другой максимум,
вытянутый широтно, расположен в средней части массива, почти перпен-
дикулярно к первому максимуму. По-видимому, локальные максимумы
отвечают подводящим каналам гипербазитового лаполита. Ю. Е. Мол-
даванцев, изучая характер магматической полосчатости, также пришел к
выводу о пологой подошве массива. В верховьях руч. западный Нырдово-
мен-Шор видна подошва массива Рай-Из. Ручей пересекает северный
контакт гипербазитов вкrest простирания. В стенках каньона и в самом
ручье выходят крутопадающие сланцы ханзейской серии. Верхняя часть
склонов долины сложена гипербазитами. Сам контакт закрыт осыпью,
шириною до 5 м. Подошва гипербазитов полого погружается на юг
(угол падения 10—15°), южнее гипербазиты спускаются до самого низа
долины. Далее вверх по ручью на протяжении 300 м в его обоих бортах
выходят только гипербазиты. Выше по ручью проходит небольшой раз-
лом, к югу от которого вновь выведены на поверхность крутозалегающие
сланцы, подстилающие массив. В самых верховьях ручья подошва гипер-
базитов, полого погружаясь на юг, вновь опускается к основанию долины
и еще южнее развиты только гипербазиты. Таким образом, для северного
края гипербазитового массива Рай-Из отчетливо устанавливается

подошва, полого погружающаяся к центру массива (на юг), что подтверждает предположение Н. П. Хераскова о его лаполитообразной, в целом, форме.

Мелкие гипербазитовые массивы, по-видимому, в основном согласны с вмещающими толщами или образуют дайкообразные тела по плоскостям крупных разломов. Выше отмечались мелкие гипербазитовые тела осевой зоны главного глубинного разлома, имеющие дайкообразную форму и крутое падение. Тела гипербазитов, распространенные восточнее разломов западного ограничения Харбейского антиклинория, залегают согласно с вмещающими породами и, видимо, имеют крутое восточное падение.

Наиболее сложным представляется вопрос о возрасте гипербазитовых интрузий. По-видимому, некоторые мелкие тела серпентинитов Харбейского антиклинория могут оказаться доордовикскими. На это указывают находки гальки серпентинизированных гипербазитов в основании ордовикских отложений Енганопейской антиклинали (Евдокимов, 1959). Н. Г. Удовкина (1959, 1961) описала в районе хр. Марун-Кеу случаи воздействия гранитоидов на мелкие тела гипербазитов. Эти гипербазиты также могут оказаться достаточно древними. С. Н. Волков (1948) обнаружил гальку серпентинитов в основании среднего девона на Приполярном Урале (Тагильский синклиний), что привело многих исследователей к выводу о нижнедевонском возрасте гипербазитов (Сирин, 1962). Однако существуют данные и о более молодом их возрасте. В одном из правых притоков верхнего течения р. Собь небольшой (до 50 м мощностью) сателлит гипербазитового массива Рай-Из, представленный почти нацело серпентинизированными гипербазитами, контактирует с каменноугольными отложениями яйюской свиты. Последняя в зоне контакта представлена черными аспидными сланцами, содержащими углистое вещество. Вдоль самого контакта сланцы превращены в мелкозернистые роговики, содержащие скопления графитоидного вещества. Роговики содержат мелкие (до 0,5 см в диаметре) ксенобласты пироксена (энстатита). Мощность роговиковой зоны не превышает 8—15 см. Эндоконтактная часть серпентинитового тела, а также роговики, пересечены тонкой изгибающейся жилкой пироксенита (диаллагит), проходящей на расстоянии 50—60 см внутри неизмененных аспидных сланцев. Мощность этой жилки не превышает 2 см. Жилы диаллагитов весьма характерны для Райизского гипербазитового массива. Таким образом, в рассматриваемом случае есть основания подозревать интрузивный контакт гипербазитов с нижнекаменноугольными отложениями. Ю. Е. Молдаванцев (1963) указывает на рвущие взаимоотношения гипербазитов Сынья-Войкарского массива с среднедевонскими отложениями (бассейн р. Хулга). В. А. Дедеев (1958б) описал в Шучьинском синклинии Полярного Урала (эвгеосинклинальная зона) небольшой массив гипербазитов среди отложений верхнеживетского возраста. Таким образом, есть достаточно много данных, указывающих на разновозрастность гипербазитов севера Урала. Ниже мы вернемся к этому вопросу на более широком геологическом материале.

Диабазы и габбро-диабазы широко распространены в пределах Собского поднятия. Эти образования никем специально не изучались. В большинстве случаев диабазы образуют согласные тела (силлы), реже — секущие дайки. В хр. Манита-Нырды видно, что силлы по простирацию нередко переходят в секущие дайки. Мощности диабазовых тел очень различны (от десяти до первых сотен метров). Обычно они представлены мелко- или среднезернистыми диабазами. В мощных телах появляются породы типа мелкозернистых габбро и габбро-диабазов. Контактные воздействия проявляются небольшой зоной закалки и слабого ороговикования. Диабазы, попадая в полосу метаморфизма, нередко

превращаются в зеленые сланцы или амфиболиты, почти не отличимые от метаморфизованных вулканогенных пород основного состава. Обычно сланцы и амфиболиты по диабазам несколько более крупнозернистые. Только сравнительно крупные тела сохраняют реликты диабазовой структуры.

По-видимому, имеются диабазы разного возраста. Силлы диабазов среди рифейско-нижнепалеозойских отложений метаморфизуются так же, как и вмещающие породы, и имеют близкий возраст. Силлы и дайки диабазов отмечаются среди ордовикских отложений и среди образований верхнесобского комплекса.

Габбро-диориты и диориты образуют небольшие массивы в пределах юго-западной части Харбейского антиклинория (гора Яр-Кей, гора Пон-Пель-Из и др.). Эти массивы пространственно ассоциируют с вулканогенными породами рифейско-нижнепалеозойского возраста. По данным Ю. Е. Молдаванцева (1963), габбро-диориты захвачены процессами метаморфизма в той же мере, что и вмещающие породы. Метаморфизм выразился в появлении гнейсовой текстуры, широком развитии бластомилонитов и бластокатаклизитов. В большинстве случаев габбро-диориты подверглись воздействию более молодых гранитоидов. При этом диориты превращены в своеобразные роговообманковые, плагиоклазовые гнейсы (часто мусковитизированные, окварцованные и фельдшпатизированные). В районе оз. Осовой в основании ордовикских отложений обнаружена галька габбро-диоритов сходного состава (Хабаков, 1945а). Все эти данные указывают на относительную древность интрузий габбро-диоритов, которые, по мнению Ю. Е. Молдаванцева, имеют доордовикский возраст и относятся к комплексу доуралид.

Гранитоидные образования необычайно широко развиты в пределах Харбейского антиклинория. Изучение гранитоидов проводилось в основном Ю. Е. Молдаванцевым. Кроме него, в разные годы и на разных участках граниты подробно изучали Т. К. Кожина (1955), Н. Г. Удовкина и Т. К. Кожина (1960), Г. П. Софронов (1944, 1947, 1948), С. Н. Гаврилова, Ф. Е. Апельцин, С. Г. Караченцев, А. В. Цымбалюк, В. Н. Охотников и др. Гранитоиды представлены обычно сравнительно мелкими согласными телами микроклин-пертитовых, сильно альбитизированных лейкократовых гранитов, гнейсовидных гранитов и гранито-гнейсов, окруженных широкими экзоконтактовыми ореолами.

Среди этих гранитоидов в ряде мест удается выделить два типа, различающихся по строению тел и петрографическому составу.

Первый тип гранитов, выделенный Ю. Е. Молдаванцевым (1963) под названием порфиробластических гранито-гнейсов (зон фельдшпатизации), наиболее широко распространен в западной части Собской антиклинали (бассейн верховьев р. Собь), в ядре Лонготюганской антиклинали (бассейн верховьев р. Лонготъеган), а также, в меньшей степени, вдоль разломов западного ограничения Харбейского антиклинория и в пределах хребта Марун-Кей (левобережье р. Сядата-Яха и восточнее).

Гранитоиды этого типа представляют собой сравнительно небольшие по мощности (до нескольких сот метров) согласные тела, чередующиеся с вмещающими породами, перекристаллизованными в разной степени. По существу эти тела являются зонами фельдшпатизации и перекристаллизации вмещающих пород. Обычно наблюдается очень постепенный переход от вмещающих сланцев к зоне тех же сланцев, несколько перекристаллизованных, с отдельными крупными (до 1 см в диаметре) порфиробластами микроклин-пертита, иногда альбитизированного, и далее к зоне полностью перекристаллизованных гнейсовидных пород с многочисленными порфиробластами микроклин-пертита от 0,5 до 1,5 см в диаметре. Гранитоиды рассматриваемого типа наиболее широко распространены среди хлорито-серицито-альбито-кварцевых апоалевролитовых

сланцев. В этих случаях гранитоиды представляют собой среднезернистые мусковито-альбитовые (иногда альбито-олигоклазовые) гранито-гнейсы (с хлоритом), содержащие многочисленные крупные порфиро-бласты микроклин-пертита. В них сохраняется реликтовая полосчатость вмещающих толщ и встречаются небольшие реликтовые участки почти неизмененных апоалевролитовых сланцев.

По левобережью р. Б. Ханмей, в ее верхней части, тело гранито-гнейсов расположено на границе нижней и верхней толщ (толща графитоидсодержащих сланцев) верхней подсвиты няровейской свиты. Граница картируется внутри гранито-гнейсов по появлению в них графитоидного вещества, что придает гранито-гнейсам темную окраску. В тех случаях, когда фельдшпатизированными оказываются магматические породы основного состава (диабазы, диабазовые порфириты и вулканогенные сланцы), гранитоиды представляют собой серые или зеленовато-серые средне- или крупнозернистые диоритовые гнейсы с порфиробластами микроклин-пертита, достигающими 1 см в поперечнике. Эти гнейсы состоят из альбит-олигоклаза, эпидота, роговой обманки и, в меньшей степени, хлорита. Роговая обманка, помимо мелких зерен (до 1—2 мм в длину), образует крупные ксенобласты, соизмеримые с порфиробластами микроклин-пертита. Гранитоиды рассмотренного типа практически не имеют жильной серии. Границы тел порфиробластических гранито-гнейсов очень нечеткие. Гранито-гнейсы обычно окружены широкими (в несколько раз превышающими ширину самих тел) ореолами несколько перекристаллизованных пород, содержащих отдельные порфиробласты микроклин-пертита. Во многих случаях широкие поля слабо фельдшпатизированных пород содержат мелкие линзовидные тела гранито-гнейсов, мощность которых не превышает нескольких метров. Отмеченные особенности строения порфиробластических гранито-гнейсов свидетельствуют об их метасоматическом происхождении.

Второй тип гранитоидов выделен Ю. Е. Молдаванцевым под названием аплитовидных гранитов и гранито-гнейсов. Они представлены более крупными, чем гранитоиды первого типа, согласными массивами, достигающими в поперечнике нескольких километров. Это обычно серые и розовато-серые, средне- и крупнозернистые аплитовидные микроклин-пертитовые граниты и гранито-гнейсы, нередко альбитизированные, окруженные широкими ореолами инъекционных пород. По химизму и минералогическому составу эти граниты принадлежат к нормальному ряду калиевых гранитов (преобладание K_2O над Na_2O) (Кожина, 1955; Молдаванцев, 1963) с некоторым уклоном в сторону лейкократовых и субщелочных типов. Структура гранитов гипидиоморфно-зернистая или аплитовая, часто гнейсовидная. Гнейсовая структура особенно характерна для краевых зон крупных гранитных массивов и для мелких гранитных тел. Гранитоиды рассматриваемого типа сопровождаются слабо развитой жильной серией, представленной аплитами и кварцем. Очень редко встречаются небольшие тела гранит-порфиров и альбитофиров.

В эндоконтактовых частях массивов граниты сильно обогащаются темноцветными минералами (до 10—20%), распределенными очень неравномерно. Среди них заметную роль приобретает щелочная роговая обманка и эгирин-авгит. Здесь же появляются многочисленные ксенолиты, переработанные в той или иной степени. Можно найти все переходы от почти неизмененных ксенолитов до отдельных участков, резко обогащенных темноцветами («тени» ксенолитов). Границы ксенолитов с гранитом резкие и постепенные. Обычно граница, совпадающая со сланцеватостью, в ксенолите более или менее четкая, в то время как граница «торцовой» части ксенолита очень постепенная. В эндоконтактовой части граниты нередко сменяются такситовыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами гибридного происхождения.

В экзоконтактовых зонах, иногда в 2—3 раза более мощных, чем мощность самого массива, породы в большей или меньшей степени инъецированы гранитным материалом. Мощность инъецирующих тел от нескольких сантиметров до первых метров. Вмещающие метаморфические сланцы, как правило, почти не переработаны. Сами инъецирующие тела часто сохраняют гранитный состав, отличающийся от состава крупных массивов мелкозернистостью и значительно меньшим количеством калишпата.

Генезис рассматриваемой группы гранитоидов неясен. Их состав во многом определяется характером вмещающих толщ. В тех случаях, когда гранитоиды находятся среди амфиболитов и близких к ним пород основного ряда, они содержат до 6% темноцветных минералов, представленных мусковитом, биотитом и, довольно часто, амфиболом. В тех случаях, когда эти гранитоиды находятся среди парагнейсов или кристаллических сланцев кислого состава (включая и апоалевролитовые серицито-альбито-кварцевые сланцы), они приобретают резко выраженный аплитовидный облик. Содержание цветных минералов падает до 2%, представлены они преимущественно мусковитом. Количество кварца в этих случаях значительно увеличено. В бассейне р. Б. Ханмей, по ее левобережью, обнажается сравнительно крупный согласный гранитный массив, для которого вмещающими породами являются амфиболиты и гнейсы. При этом массив расположен среди тех и других. Соответственно сам массив отчетливо подразделяется на две части, одна из которых, аплитового состава, продолжает полосу гнейсов, а другая, заметно обогащенная темноцветными минералами, расположена по простиранию полосы амфиболитов. К этому следует добавить, что, несмотря на весьма тщательные замеры сланцеватости ксенолитов, нам не удалось найти ни одного случая заметного поворота ксенолитов по отношению к залеганию вмещающих толщ. Ю. Е. Молдаванцев, Ф. Е. Апельцин, ряд других исследователей и автор в последнее время приходят к выводу о том, что граниты рассмотренного типа имеют метасоматическое происхождение. Другие исследователи (Сирин, 1960; Фишман, 1960; Фишман и др., 1960) считают их нормальными интрузивными образованиями.

Наиболее сложным представляется вопрос о возрасте обоих выделенных выше типов гранитоидов. В пределах изученной части Харбейского антиклинория гранитоиды приурочены только к рифейско-нижнепалеозойским породам, по-видимому, нигде не проявляясь в более молодых толщах. Галька гранитоидов обоих рассмотренных типов отмечается в базальных горизонтах отложений верхнесобского комплекса. В правом склоне р. Собь, против устья р. Номь-Резь-Рузь, отложения верхнесобского комплекса, как отмечалось, с резким несогласием залегают на рифейско-нижнепалеозойских отложениях, вмещающих в себя тела порфиروбластических гранито-гнейсов, причем граница несогласного залегания с азимутальным несогласием срезает два небольших тела гранито-гнейсов. В базальных конгломератах содержится многочисленная галька порфиروбластических гранито-гнейсов.

Значительно севернее, в бассейне верховьев р. Немур-Юган (руч. Каньонный), в базальных горизонтах верхнесобского комплекса содержится рассеянная мелкая галька и отдельные гравийные зерна аплитовидных гранитов, сходных с гранитами второго из рассмотренных типа. Однако нижняя возрастная граница отложений верхнесобского комплекса неясна, что затрудняет установление верхнего возрастного предела гранитоидов. Значительно севернее Собского поперечного поднятия, в бассейне р. Осовой, А. В. Хабаков (1945б) и позднее В. Я. Осадчев обнаружили гальку микроклин-пертитовых гранитов в основании ордовикских отложений. К. А. Львов описал крупные, плохо окатанные валуны микроклин-пертитовых гранитов в базальных горизонтах ордо-

викских отложений Приполярного Урала. Все эти данные привели ряд исследователей к выводу о доордовикском возрасте гранитоидов Приполярного и Полярного Урала (Сирин, 1946, 1960; Кожина, 1955; Молдаванцев, Перфильев, 1963, и др.). Однако уже давно существовали указания на более молодой возраст гранитов (Г. П. Софронов, В. Н. Охотников, О. А. Алешков и Ю. Е. Молдаванцев по Полярному Уралу; В. В. Меннер и А. Е. Корякин по Приполярному Уралу и др.). В последнее время появляется все больше данных о прорывании гранитоидами более молодых отложений, чем рифейско-нижнепалеозойские (Фишман, 1963; О. А. Кондяин, А. В. Цымбалюк и др.). Имеющиеся сейчас геологические данные свидетельствуют о том, что рассмотренные выше гранитоиды в разных районах севера Урала перекрываются и прорывают одни и те же по возрасту отложения. На Полярном Урале гранитоиды, как отмечалось выше, содержатся в гальке основания верхнесобского комплекса. По данным А. В. Цымбалюка, такие же порфиробластические гранито-гнейсы в верховьях р. Немур-Юган встречаются среди отложений верхнесобского комплекса. Аналогичная картина выявлена М. В. Фишманом (1963) на Приполярном Урале. Он показал, что микроклин-пертитовые граниты (объединяющие оба выделенных выше типа) прорывают ордовикские отложения и, как уже отмечалось выше, содержатся в гальке нижнего ордовика. При этом, как показывают детальные наблюдения М. В. Фишмана, разновозрастные гранитоиды петрографически трудно разделить. Геологические данные, а также данные абсолютного возраста, привели М. В. Фишмана к выводу о длительном, многоэтапном формировании гранитоидов Приполярного Урала, начиная с самых низов палеозоя и до его середины.

На Полярном Урале пока еще недостаточно данных абсолютного возраста, но имеющиеся цифры не укладываются в представление о доордовикском возрасте гранитоидов (табл. 1). Данные абсолютного возраста получены из гранитоидов южной части Харбейского антиклинория. Анализы проводились в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР. Содержание радиогенного аргона установлено методом изотопного разбавления, содержание калия — методом пламенного спектрофотометрирования. Расчет возраста производился по константам, принятым Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций на 1960 г., а именно: $\lambda_k = 0,557 \cdot 10^{-1}$; $\lambda_B = 4,72 \cdot 10^{-10}$ год.

$K^{40} = 0,000122$ К (по весу).

Кроме того, в лаборатории Л. Н. Овчинникова было сделано определение по валовой пробе из микроклин-пертитовых порфиробластических гранито-гнейсов хр. Марун-Кеу (руч. Нягар-Нео-Шор, 1 км к западу от поворота в долину оз. Инги-Лор; сборы Н. Г. Удовкиной), которое дало цифру 320 ± 20 млн. лет.

Как видно из приведенных цифр, абсолютный возраст гранитоидов колеблется в пределах 350—250 млн. лет (если не считать единичной пробы с возрастом 213 млн. лет). Эти цифры отвечают в целом интервалу времени от второй половины девона до низов перми, включительно. При этом для порфиробластических гранито-гнейсов и аплитовидных гранитов характерны практически одни и те же цифры абсолютного возраста. Ю. Е. Молдаванцев считает, что оба выделенных типа гранитов одновозрастны, а их различие связано с характером вмещающих пород. Однако разделение гранитоидов на типы приведено лишь на отдельных участках, и в настоящее время вопрос о причинах различий среди гранитоидов надо считать открытым.

Ю. Е. Молдаванцев пришел к выводу о том, что основная масса гранитоидов Полярного Урала не затронута процессами метаморфизма

Абсолютный возраст гранитоидов

Географическая привязка	Порода	Абсолютный возраст
Река Собь, левый берег, борт железнодорожной выемки, ниже устья р. Ном-Резь-Рузь (сборы Ю. Е. Молдаванцева)	Порфиروбластический гранито-гнейс	Калиевый полевой шпат и мусковит— 265 ± 6 млн. лет. Электромагнитная фракция — 213 ± 6 млн. лет
Река Собь, левый берег, против устья руч. восточный Нырдаомен-Шор (сборы Ю. Е. Молдаванцева)	Та же	Легкая фракция— 316 ± 12 млн. лет Электромагнитная фракция— 325 ± 12 млн. лет
Река Наде-Яга, верхнее течение, правый берег. Центральная часть массива (сборы Ю. Б. Евдокимова)	Та же	Легкая фракция— 232 ± 6 млн. лет Электромагнитная фракция— 280 ± 7 млн. лет
Река Наде-Яга, верхнее течение, правый берег, крайняя часть массива (сборы Ю. Б. Евдокимова)	Та же	Легкая фракция 250 ± 10 млн. лет Электромагнитная фракция— 300 ± 8 млн. лет
Река Немур-Юган, ниже устья руч. Мраморный, левый берег реки (сборы Ф. Е. Апельцина)	Аплитовидный микроклин-пертитовый гранит (?)	Слюда (мусковит) — 254 ± 6 млн. лет
Река Б. Ханмей, выше устья р. Ев-Юган, левый берег (сборы Ю. Е. Молдаванцева)	Микроклин-пертитовый аплитовидный гранит	Легкая фракция— 280 ± 10 млн. лет Электромагнитная фракция— 325 ± 7 млн. лет
Река Немур-Юган, против устья руч. Мраморный, правый берег (сборы С. Г. Караченцева)	Альбитизированный мусковитизированный микроклин-пертитовый гранит	Мусковит— 337 ± 30 млн. лет
Гора Лонготъеган-Тай-Кеу, между речью рек Лонготъеган и Крестовая (сборы С. Г. Караченцева)	Альбитизированный мусковитизированный микроклин-пертитовый аплитовидный гранит	Мусковит— 356 ± 13 млн. лет
Река Лапта-Юган, среднее течение (сборы В. А. Чепкасова)	Микроклин-пертитовые гранито-гнейсы (вероятно, типа аплитовидных гранитов)	Микроклин — 287 млн. лет
Там же	Та же	Микроклин — 293 млн. лет

регионального типа. Возраст прогрессивной стадии последнего определяется как среднепалеозойский (см. ниже). Это обстоятельство, а также приведенные выше геологические данные и данные абсолютного возраста, привели Ю. Е. Молдаванцева к выводу о средне-верхнепалеозойском возрасте основной массы гранитоидов Полярного Урала. При этом он, как и М. В. Фишман, отмечает полихронность процессов гранитообразования, так как часть гранитоидов, по-видимому, древнее процессов метаморфизма и, возможно, имеет достаточно древний, включая доордовикский, возраст (Молдаванцев, 1963). Однако разделить древние и молодые гранитоиды петрографически пока не представляется возможным.

Ф. Е. Апельцин, детально изучавший некоторые гранитные массивы Харбейского антиклинория, также отмечает большую длительность гранитообразования. Однако он считает, что в большинстве случаев существовали древние, доордовикские граниты, которые в течение нижнего, среднего и, возможно, частично верхнего палеозоя подвергались интенсивным процессам фельдшпатизации и метасоматической гранитизации, нацело или почти нацело переработавших первичные породы.

Помимо рассмотренных выше гранитоидов, локально появляются мелкие гранитные тела иного состава. В среднем течении р. Лонготъеган известны биотитовые граниты, слагающие мелкие, часто секущие дайкообразные тела (Кожина, 1958; Ю. Е. Молдаванцев, О. А. Алешкова). Биотитовые граниты нередко представлены аляскитовыми разностями и содержат небольшие участки пегматитов. Возраст этих интрузий неясен. На западном склоне Приполярного Урала О. А. Кондияин обнаружил небольшие штоки биотитовых гранитов сходного состава среди отложений среднего ордовика и верхнего девона (франский ярус).

В разных частях Харбейского антиклинория известны гранитпорфиры и кварцевые порфиры. Они представлены обычно секущими дайкообразными телами. Эти образования почти не изучены. Отдельные тела такого состава прорывают ордовикские отложения восточного крыла Манитаньрдской антиклинали. Верхний возрастной предел этих образований неясен.

Особенности метаморфизма изучались совместно с Ю. Е. Молдаванцевым. В пределах Собского поднятия отсутствуют сколь-нибудь убедительные данные о существовании древнего регионального метаморфизма, свойственного только структурному комплексу доуралид. Во всех известных случаях, где удается наблюдать вместе рифейско-нижнепалеозойские отложения и низы разреза комплекса уралид, степень метаморфизма пород оказывается одинаковой для тех и других. Степень метаморфизма отчетливо нарастает с запада на восток, по направлению к зоне Главного Уральского глубинного разлома. Нарастание метаморфизма в этом направлении отмечали многие исследователи.

В западной части Собского поднятия, в антиклинали Енгано-Пэ и на западном крыле антиклинали Манита-Нырда выходят образования ханмейской серии (возможно, без самих ее верхов, отвечающих харбейской свите). Эти образования практически не метаморфизованы. Основные вулканогенные породы претерпели только зеленокаменное изменение. Полимиктовые песчаники и сланцы, параллелизирующиеся с низами ханмейской серии (собская свита), целиком сохраняют обломочную структуру, частью сохранилось глинистое вещество и т. д. Вышележащие кварцевые песчаники ордовикского возраста (тельпосская свита) также практически не метаморфизованы. В них отчетливо сохраняется псаммитовая структура, глинистое вещество в цементе и т. д.

По направлению на восток, в восточной части Манитаньрдской антиклинали, метаморфизм рифейско-нижнепалеозойских и вышележащих ордовикских отложений возрастает примерно в равной степени. Для первых характерно появление порфиритондов, метадиабазов и иногда зеленых вулканических сланцев актинолит-хлорит-эпидот-альбитового состава. Сланцы распространены спорадически, видимо, развиваясь в основном за счет прослоев туфов. В обломочных породах наблюдается регенерация обломочных зерен, в цементе глинистое вещество замещается серицито-хлоритовым агрегатом, глинистые сланцы превращаются в филлиты. Вышележащие ордовикские песчаники превращены в кварцито-песчаники и кварциты с четкими явлениями регенерации обломочных зерен кварца и переходами в катаклазированные мозаичные кварциты. Глинистое вещество повсеместно замещено хлорито-серицито-кварцевым тонкозернистым агрегатом. В целом породы восточной части Манитаньрдской антиклинали по степени метаморфизма, видимо, отвечают филлитовой (Файф, Тернер, Ферхуген, 1962) фации.

Закономерности изменения метаморфизма в полосе, разделяющей Манитаньрдскую антиклиналь и Харбейский антиклинорий, к сожалению, не изучены. Судя по минералогическим особенностям развитых здесь пород верхнесобского комплекса, метаморфизм отвечает филлитовой или самым начальным стадиям зеленосланцевой фации метаморфизма.

Наиболее полно изучен характер метаморфизма в южной части Харбейского антиклинория в бассейне верхнего течения рек Б. и М. Ханмей и Харбей. Работа проводилась совместно с Ю. Е. Молдаванцевым, который в основном и разрабатывал петрологические вопросы. Результаты этих исследований опубликованы в ряде статей (Перфильев, Молдаванцев, 1960; Молдаванцев, Перфильев, 1962, 1963; и др.).

В пределах Харбейского антиклинория, к сожалению, отсутствуют отложения более молодые, чем рифейско-нижнепалеозойские. Для

рифейско-нижнепалеозойских образований намечается отчетливое нарастание степени метаморфизма с запада на юго-восток, по направлению к зоне Главного Уральского глубинного разлома, от зеленосланцевой фации на западе, до фации альмандиновых амфиболитов (по терминологии Файфа, Тернера и Ферхугена, 1962) вблизи глубинного разлома. Фации метаморфизма не считаются со стратиграфической последовательностью отложений и даже, в конкретном случае юга Харбейского антиклинория, наоборот, наиболее молодые свиты рифейско-нижнепалеозойских отложений (харбейская свита) оказываются более метаморфизованными, нежели более древние. Границы метаморфических фаций секущи по отношению к геологическим границам свит.

В пределах Харбейского антиклинория наиболее широко распространены породы зеленосланцевой фации метаморфизма, слагающие основную часть антиклинория. Образования фации альмандиновых амфиболитов распространены только вблизи Главного глубинного разлома. Следует сразу оговориться, что при рассмотрении метаморфизма по возможности исключены участки локального метаморфизма, распространенные вблизи гранитоидов. Как показал Ю. Е. Молдаванцев, в экзоконтактовых частях гранитных интрузий породы слабых степеней метаморфизма зеленосланцевой фации иногда по степени кристалличности и по минералогическим ассоциациям достигают самых высоких степеней метаморфизма зеленосланцевой фации (кварц-альбито-эпидото-альмандиновая субфация, правда без альмандина). Эти участки отчетливо приурочены к зонам гранитизации, что позволяет легко отделить их от общего фона метаморфизма. Кроме того, для них характерно появление крупных порфиробластов калишпата. В более глубоко метаморфизованных породах гранитоиды, как правило, не образуют существенных ореолов метаморфизма иной степени, нежели основной фон метаморфизма в данном участке.

Зеленосланцевая фация метаморфизма довольно отчетливо делится на две части. Менее метаморфизованные породы слагают широкую полосу северо-северо-восточного простирания, вытянутую вдоль западной границы Харбейского антиклинория. В пределах этой полосы в породах очень часто сохраняются реликты первичных текстур и структур (порфировая, миндалекаменная, диабазовая структуры вулканических образований, бластопсаммитовая и бластоалевритовая структуры осадочных пород, реликты тонкой слоистости для алевролитов, филлитовидный облик глинистых сланцев и т. д.).

Песчаники, алевролиты и сланцы в основной массе превращены в полосчатые хлорито-серицито-кварцевые, слюдисто-альбито-кварцевые, мусковито-хлорито-альбито-кварцевые сланцы, иногда содержащие биотит или стилпномелан и эпидот. Вулканогенные породы основного и среднего состава обычно представлены порфиритоидами или эпидото-хлорито-альбитовыми (эпидото-хлорито-актинолито-альбитовыми) сланцами. Кислые вулканы превращены в порфиroidы.

По характеру минеральных ассоциаций эта полоса в целом отвечает кварц-альбито-мусковито-хлоритовой и кварц-альбито-биотитовой субфациями зеленосланцевой фации. При этом вкрест простирания полосы намечается общее повышение метаморфизма от первой субфации ко второй. Это сказывается в увеличении степени перекристаллизованности пород, в исчезновении в этом направлении стилпномелана, в появлении биотита и т. д. Однако границу между субфациями провести не удастся. Как показал Ю. Е. Молдаванцев, слабое проявление биотитизации, возможно, связано с малым количеством Fe в породах, или с интенсивным стрессом, сопровождающим метаморфизм. Стресс, как отмечает Ф. Тернер (1951), задерживает реакцию образования биотита. Зона развития указанных двух субфаций в основном приурочена к полосе распростра-

нения пород лонготюганской серии и частично захватывает образования ханмейской серии.

Юго-восточнее и восточнее полосы распространения метаморфизма низких степеней зеленосланцевой фации распространен метаморфизм высоких ее ступеней. В пределах этой зоны вулканогенные породы основного состава приобретают облик мелкозернистых эпидото-альбитовых альмандиновых амфиболитов с порфиробластами альбита. Осадочные породы (песчаники, алевролиты и глинистые сланцы) превращены в двухслюдяные альбито-кварцевые кристаллические сланцы (часто с гранатом). Сланцы иногда содержат переменное количество роговой обманки, актинолита, эпидота и хлорита. Реликты первичных пород сохраняются редко, однако в ряде мест фиксируются реликты бластоофитовой, бластопорфировой и бластопсаммитовой структур, а также реликтовая слоистость (особенно для осадочных пород), подчеркивающаяся разным минералогическим составом и разной степенью кристалличности сланцев. Как видно из минеральных ассоциаций пород, рассматриваемая зона отвечает кварц-альбито-альмандиновой субфации зеленосланцевой фации. В пределах развития пород этой субфации очень характерно повсеместное развитие порфиробластического альбита и граната. Порфиробластический альбит особенно широко распространен среди амфиболитов, где отдельные порфиробласты, достигающие 0,1—0,3 см в поперечнике, обычно образуют гелицитовые структуры. В кристаллических сланцах альбитизация такого типа проявляется в меньшей степени, а альбит образует ксенобласты. Порфиробластовая и ксенобластовая альбитизация распределена, в целом, довольно равномерно, однако отдельные пачки и слои альбитизированы в разной степени. Зона альбитизации рассмотренного типа не везде точно совпадает с полосой развития пород кварц-альбито-альмандиновой субфации. В осадочных породах, особенно в южной части в бассейне р. Собь, граница этой зоны несколько отклоняется на восток от границы субфации, проходя внутри нее. Для пород рассматриваемой субфации, помимо наложенной альбитизации, Ю. Е. Молдаванцев отмечает многочисленные случаи замещения актинолита глаукофаном и появление омфацита.

Граница кварц-альбито-альмандиновой субфации с менее метаморфизованными породами ориентирована секуще по отношению к геологическим границам свит. В целом она проходит вблизи границы лонготюганской и ханмейской серий, отклоняясь от нее к северо-востоку. В северной части, в бассейне р. Харбей, она лежит внутри ханмейхойской свиты, косо пересекая по направлению на юг собскую свиту и далее проходя внутри верхов няровейской свиты. При этом в ряде случаев удается наблюдать постепенное нарастание метаморфизма по простиранию одного и того же горизонта. Нижние горизонты ханмейхойской свиты, представленные на правом берегу р. Харбей эпидото-альбито-хлорито-актинолитовыми сланцами с реликтами порфириновых структур (слабые ступени метаморфизма зеленосланцевой фации), по простиранию на юг, на левобережье верховьев р. Б. Ханмей, быстро переходят в мелкозернистые порфиробластические альбитовые амфиболы, содержащие гранат. Собская свита, сложенная в верховьях р. Харбей эпидото-хлорито-актинолитовыми сланцами, перемежающимися с хлорито-мусковито-альбито-кварцевыми (часто с биотитом) апопесчаниковыми и апоалевролитовыми сланцами, по простиранию южнее, на левобережье р. Б. Ханмей, переходит в биотито-мусковито-альбито-кварцевые среднезернистые гнейсовидные кристаллические сланцы, содержащие альмандин и крупные (до 0,3 см) ксенобласты альбита. Верхняя толща верхней подсвиты няровейской свиты меняет свой метаморфизм по простиранию с севера на юг в долине руч. Сенька-Шор (бассейн левобережья р. Собь). На севере эта толща представлена тонкополосчатыми филлитовидными, нередко

графитоидсодержащими сланцами с прослоями графитоидсодержащих мелкозернистых кварцитов и линзами темных мраморов. По простираению на юг, на расстоянии 300—400 м, эта толща переходит в двуслюдяные (биотито-мусковитовые) альбито-кварцевые среднезернистые кристаллические сланцы, содержащие макроскопически видимый гранат. Тонко-распыленное графитоидное вещество в сланцах и мраморах концентрируется в отдельных четкие пластинки и чешуйки размером до 1—2 мм, и породы при этом теряют свою черную окраску. Далее по простираению эта толща отворачивает на запад, и, выходя за пределы кварц-альбито-альмандиновой субфации, становится менее метаморфизованной. Таким образом, не вызывает сомнения секущее, по отношению к стратиграфической последовательности, положение границы кварц-альбито-альмандиновой субфации метаморфизма.

Образования кварц-альбито-альмандиновой субфации юго-восточнее, вблизи зоны глубинного разлома, сменяются более метаморфизованными породами. Метаморфизмом захвачены отложения ханмейхойской и харбейской свит, которые превращены в средне- и крупнозернистые олигоклазовые двуслюдяные (иногда с роговой обманкой) гнейсы с гранатом, ставролитом, кианитом, и средне-крупнозернистые гранатовые олигоклазовые амфиболиты, местами содержащие зеленый пироксен.

Реликты исходных пород полностью отсутствуют. В гнейсах харбейской свиты в некоторых случаях видна реликтовая слоистость, выражающаяся в неравномерном распределении слюд и различиях в величине зерен. В отдельных местах в гнейсах харбейской свиты отмечаются реликты косой слоистости (водораздел рек Ханмей и Харбей). Реликты косой слоистости здесь подчеркиваются неравномерным распределением биотита. По минеральным ассоциациям породы этой зоны отвечают фации альмандиновых амфиболитов (Файф, Тернер, Ферхуген, 1962).

Зона развития пород альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма, в целом, образует полосу, протягивающуюся с северо-запада от Главного глубинного разлома, в той его части, где он имеет восток-северо-восточное простираение (Собь-Лонготское междуречье). Северное продолжение этой полосы неясно. По направлению на юго-запад, к гипербазитовому массиву Рай-Из, полоса пород альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма сужается и выклинивается (см. фиг. 2). На левобережье р. Харбей полоса развития пород этой фации образует глубокий «апофиз», вытянутый в северо-западном направлении. Как видно из карты, зона распространения пород альмандин-амфиболитовой фации вытянута, в целом, в северо-восточном направлении, параллельно глубинному разлому, и резко секуще по отношению к северо-западному простираению Ханмейской синклинальной зоны. Граница альмандин-амфиболитовой фации легко картируется по появлению олигоклаза в гнейсах и амфиболитах, по скачкообразному переходу от среднезернистых слюдяно-альбитовых кристаллических сланцев и мелкозернистых альбитовых амфиболитов к крупнозернистым гнейсам и амфиболитам и по исчезновению порфиробластической альбитизации в пределах полосы развития пород альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма. Как видно из карты, эта граница под крутым углом пересекает границу харбейской и ханмейхойской свит.

Таким образом, в целом, в пределах Собского поперечного поднятия намечается прогрессивное нарастание метаморфизма, по петрографическим особенностям сходного с региональным метаморфизмом, с запада на восток и юго-восток, по мере приближения к зоне Главного Уральского глубинного разлома. Судя по размещению изофациальных зон метаморфизма, можно предположить, что его формирование происходило после того, как были сформированы основные структурные элементы доуралид. Ю. Е. Молдаванцев указывает, что прогрессивный метаморфизм вряд ли

был изохимичен. Интенсивная альбитизация (включая сюда и порфиروبластовую), довольно частые проявления глаукофанизации, образование омфацитоподобных пироксенов указывают на некоторый привнос (в основном натриевый), которым сопровождался прогрессивный метаморфизм. Н. Г. Удовкина (1959), изучавшая эклогитоподобные породы хр. Марун-Кеу, появляющиеся локально в зоне альмандино-амфиболитовой фации прогрессивного метаморфизма, пришла к выводу об их формировании со значительным щелочным привносом. На это же указывают многочисленные факты мусковитизации пород в хр. Марун-Кеу и других местах.

Процессы ретроградного метаморфизма в рассмотренном поясе проявлены очень слабо. Они сказались в хлоритизации амфиболов и биотита, в замещении роговых обманок волнистым актинолитовым агрегатом и т. д. Лишь вблизи зон разломов нередко отмечаются полосы диафторитов. Одна из таких полос прослеживается по левобережью р. Б. Ханмей в породах ханмейхойской свиты. Олигоклазовые амфиболиты в пределах этой зоны превращены в слюдяно-альбитовые (хлорито-актинолитомусковито-биотито-альбитовые) среднезернистые сланцы, в которых отчетливо сохранились реликты более высокотемпературных минералов (реликты роговых обманок, кислых плагиоклазов и гранат). Эта зона очень сильно рассланцована и смята в сложные складки. Ширина зоны диафторитов не превышает 1—2,5 км, длина до 15 км. Она связана постепенными и быстрыми переходами с неизменными (диафторетически) породами. Аналогичные зоны резко проявленного диафтореза известны и в других местах, вблизи крупных разломов.

Вне зон прогрессивного метаморфизма описанного выше типа локально появляются согласные со вмещающими толщами участки резкого проявления метасоматических процессов и локального метаморфизма. Особенно характерно появление таких зон в пределах антиклиналей доуралид (Лонготюганская, в меньшей степени Собская). Как показал Ф. Е. Апельцин, эти участки представляют собой локальные зоны метасоматической альбитизации, на которую накладываются процессы мусковитизации и окварцевания, а также нередко флюоритизации. При этом вмещающие породы перекристаллизуются и метаморфизуются до самых высоких степеней зеленосланцевой фации метаморфизма. Обычно в таких зонах наблюдается редкометальная и редкоземельная минерализация. Породы такого типа образуют узкие согласные тела и зоны мощностью до нескольких сот метров, при протяженности в 0,5—1 км. Нередко они захватывают гранитные массивы, но, по мнению Ф. Е. Апельцина, формируются и вне пространственной связи с гранитоидами. Все известные зоны такого типа развиты в поле зеленосланцевой фации метаморфизма. Ф. Е. Апельцин, детально изучивший эти образования, пришел к выводу о том, что формирование локальных зон связано с щелочным метасоматозом и метаморфизмом, в целом сходным с процессами рассмотренного выше прогрессивного метаморфизма. Эти зоны «отходят» далеко на запад от основных зон прогрессивного метаморфизма глубинного разлома. Характерно, что процессы щелочного метасоматоза в локальных зонах играют значительно большую роль, чем в поясе прогрессивного метаморфизма.

Наиболее сложен вопрос о времени прогрессивной стадии метаморфизма, связанного с зоной глубинного разлома. Как отмечалось, метаморфические преобразования наложены на сформированные структуры комплекса доуралид и соответственно имеют более молодой возраст, чем рифейско-нижнепалеозойский. Галька метаморфизованных пород, вместе с галькой гранитоидов, содержится в базальных конгломератах верхнесобского комплекса верховьев р. Собь, имеющего в этом месте каменноугольный и, возможно, девонский возраст. Амфиболиты в виде обломоч-

ных зерен встречаются в гравелитах райизской свиты карбона. Таким образом, верхний возрастной предел определяется как девон — нижний карбон. Ю. Е. Молдаванцев указывает, что гранитоидные образования в основном моложе процессов прогрессивного метаморфизма. Гранитоиды, как отмечалось, по преимуществу имеют средне-верхнепалеозойский возраст.

Из метаморфических образований Фарбейского антиклинория были сделаны определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом. Из сборов А. В. Цымбалюка в лаборатории Л. Н. Овчинникова сделано определение абсолютного возраста слюд из гнейсов устья р. Гена-Хадата, давшее цифру 389 млн. лет (низы девона). Ряд определений возраста слюд из метаморфических образований хр. Марун-Кеу сделаны в лаборатории ИГЕМ АН СССР из коллекции Н. Г. Удовкиной. При этом получены цифры порядка 350—430 млн. лет (верхи ордовика — низы девона). Однако, в связи с неясностью стратиграфического положения комплекса хр. Марун-Кеу к этим данным следует относиться с большой осторожностью, так как здесь могут оказаться полиметаморфические образования, включающие в себя и нижнепротерозойские метаморфизованные породы.

Из зон локального метаморфизма и метасоматоза бассейна р. Лонготъеган сделано два определения абсолютного возраста¹ по материалам Ф. Е. Апельцина и С. Г. Караченцева (определения по мусковиту). Одна цифра (район горы Лонготъеган-Тай-Кеу) равна 356 ± 13 млн. лет, а вторая (правый берег р. Немур-Юган, против устья руч. Мраморный) — 337 ± 30 млн. лет. Обе цифры отвечают девону. Учитывая приведенные выше геологические данные, а также цифры абсолютного возраста (принимая при этом, что верхний предел истинного возраста по калий-аргоновому методу отвечает наибольшим цифрам, в данном случае 400—356 млн. лет), мы условно считаем возраст прогрессивной стадии метаморфизма среднепалеозойским, скорее всего силурийским. Ниже вопрос о возрасте прогрессивного метаморфизма и его положении в структуре будет рассмотрен на более широком геологическом материале.

¹ Анализы проведены в лаборатории ИГЕМ АН СССР. Содержание радиогенного аргона установлено методом изотопного разбавления, содержание калия — методом пламенного спектрофотометрирования. Расчет произведен по константам, принятым на 1960 г.

Глава IV

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ СЕВЕРА УРАЛА

Геосинклинальные отложения Урала отчетливо делятся на два тектонических комплекса — доуралиды и уралиды. Это разделение было впервые проведено Н. П. Херасковым (1948) на юге Урала. В настоящее время деление на уралиды и доуралиды проводится большинством исследователей тектоники Урала. При этом доуралиды называются «нижним структурным комплексом Урала», «фундаментом геосинклинальных отложений Урала» и т. д.

Н. П. Херасков обосновывал разделение на уралиды и доуралиды различием структурного плана тех и других. Приведенное выше тектоническое расчленение Урала соответствует структуре уралид. Основные структурные элементы доуралид (многогеосинклинальная и эвгеосинклинальная зоны, крупные синклиории и антиклиории) обычно не совпадают по контурам с аналогичными структурами уралид. Особенно характерно такое несовпадение для северной половины Урала и для его самых южных частей. Во многих местах в доуралидах отмечаются крупные структуры, простирающиеся которых отличаются от простирающихся структур уралид. В этих случаях структуры уралид резко наложены на структуры доуралид. В целом можно сказать, что структурный рисунок доуралид имеет существенные отличия от структурного рисунка уралид. Образования уралид обычно залегают на доуралидах с резким угловым и иногда азимутальным несогласием. Все это вместе взятое позволяет рассматривать доуралиды и уралиды как более или менее самостоятельные последовательные геосинклинальные циклы тектонического развития Урала.

ДОУРАЛИДЫ

Реконструкция структурного плана доуралид связана с определенными трудностями. Отложения доуралид выходят только в ядрах крупных поднятий уралид, на ограниченных участках, к тому же обычно разбросанных между собой более молодыми отложениями. В силу своего тектонического положения в структуре Урала образования доуралид обычно сильно метаморфизованы, гранитизированы и прорваны многочисленными интрузиями, относящимися не только к доуралидам, но и к уралидам. Фаунистические остатки в отложениях доуралид крайне редки, а сами толщи фациально очень изменчивы.

В настоящее время среди исследователей нет сколь-нибудь единой точки зрения на стратиграфию соответствующих отложений и на корреляцию выделяющихся свит в пределах всего Урала и даже в пределах отдельных его частей. Достаточно сказать, что возраст отложений доура-

лид одними авторами считается в основном рифейским (Шатский, 1945, 1960; Раабен, 1959; и др.), а другими — кембрийским (Львов, 1957).

Структура доуралид претерпела длительную тектоническую переработку в более поздние этапы развития Урала, и реликты первично существовавшего структурного рисунка сохранились только в пределах наиболее крупных поднятий или в участках, наименее переработанных в последующее время. При реконструкции общей структуры доуралид приходится все время считаться с тем, что наблюдаемые сейчас простирания структур могут быть связаны с более молодыми тектоническими движениями. Наиболее надежным критерием для отделения структурных элементов собственно доуралид от более поздних следует считать детальное изучение фациальных изменений в отложениях доуралид. Отдельные структурные элементы, сказывающиеся на изменении фаций рифейско-нижнепалеозойских образований, и крупные структурно-фациальные зоны, в целом, могут уверенно относиться к структурному плану доуралид. В ряде случаев структуры собственно доуралид отделяются от более молодых структур благодаря резким азимутальным и угловым несогласиям между теми и другими и по другим признакам. Разумеется, реконструированный по отдельным реликтам структурный план доуралид в деталях может оказаться неверным. Однако его общие закономерности устанавливаются достаточно уверенно.

Нижний возрастной предел комплекса уралид в разных местах имеет несколько различный возраст. В пределах западных структурных зон Урала (зона краевых поднятий уралид) нижний возрастной предел уралид определяется довольно легко. На южном Урале (Башкирский антиклинорий) на отложениях доуралид с несогласием залегают верхнеордовикские песчаники, относящиеся уже к структурному комплексу уралид. Подстилающие их отложения доуралид, по мнению большинства исследователей, имеют докембрийский (Шатский, 1960; Келлер, 1966) и, возможно, частично кембрийский (Гарань, 1960) возраст. Такие соотношения уралид и доуралид сохраняются, примерно, до широт поднятия Полюдова Кряжа (Чочиа, 1955). Севернее этого поднятия на образованиях доуралид с резким угловым и иногда азимутальным несогласием залегают нижнеордовикские отложения тельпосской свиты уралид (Львов, 1957; и др.). Здесь верхние члены комплекса доуралид имеют более древний возраст, чем нижнеордовикский.

В более восточных тектонических зонах нижний возрастной предел уралид, по-видимому, поднимается несколько выше. Непосредственно восточнее зоны Главного глубинного разлома, в пределах западного борта Магнитогорского синклиория эвгеосинклинальной зоны Урала (к востоку от Кемпирсайского гипербазитового массива), Н. П. Херасков и Е. Е. Милановский (1953) показали, что нижнеордовикские отложения чаушской свиты связаны постепенными переходами с подстилающими кембрийскими образованиями доуралид и дислоцированы согласно с ними. Вышележащие силурийские (и возможно верхнеордовикские) отложения сакмарской свиты перекрывают их с резким угловым и иногда азимутальным несогласием. При этом структурный план силурийско-верхнеордовикских образований отличен от структурного плана более древних толщ. К сходному выводу о непрерывном разрезе кембрийских и нижнеордовикских отложений пришел Н. Ф. Мамаев (1961, Мамаев, Черменинова, 1958) на основании изучения нижнепалеозойских отложений в Полтаво-Брединском районе (Урало-Тобольский антиклинорий).

С этой точки зрения очень интересны взаимоотношения уралид и доуралид в Сакмарском поднятии Южного Урала, которое по своему положению является промежуточным между типичной эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной зонами уралид Южного Урала. Здесь нижнеордовикские отложения (кидрясовская и кураганская свиты) в запад-

ной части поднятия теснее связаны с вышележащими образованиями уралид, а в восточной — с резким угловым и иногда азимутальным несогласием перекрыты сакмарской свитой силура и тяготеют, скорее, к структуре доуралид.

В более северных частях эвгеосинклинальной зоны восточного склона Урала нет фаунистически охарактеризованных кембрийских и ордовикских отложений, так что вопрос о нижней возрастной границе комплекса уралид остается открытым. На Полярном Урале, в зоне северного окончания Войкарского синклинория, на р. Макар-Рузь (к югу от гипербазитового массива Рай-Из), С. Н. Волковым была найдена фауна (*Lichenaria* sp.), указывающая на ордовикский возраст вмещающих толщ. Фауна содержится в линзе мраморов среди порфиритоидов и вулканогенных сланцев основного состава. Соотношение этих пород с рифейско-нижнепалеозойскими отложениями Харбейского антиклинория неясно. Отложения, содержащие фауну, сильно дислоцированы. По данным В. А. Дедеева и автора, на них с резким угловым несогласием полого залегает мощная толща основных эффузивов, туфов и туфопесчаников, в основании которой была собрана малочисленная и плохоопределимая фауна брахиопод и кораллов вероятнее всего нижнедевонского возраста. Эти отложения несомненно относятся к системе уралид. Подстилающие их ордовикские породы, вероятно, следует относить к доуралидам.

Таким образом, переход от доуралид к уралидам в разных тектонических зонах уралид происходит в разное время. В миогеосинклинальной зоне уралид они начинаются нижеордовикскими образованиями (на Башкирском антиклинории, где уралиды начинаются верхнеордовикскими образованиями, ниже- и среднеордовикскому времени соответствует перерыв в осадконакоплении). В эвгеосинклинальной зоне уралид нижеордовикские образования, по-видимому, тесно связаны с комплексом доуралид, а формирование типичных уралид начинается только с верхов ордовика.

Такое скользящее во времени положение границы уралид и доуралид вполне естественно. Переход от доуралид к уралидам сопровождался довольно значительной перестройкой структурного плана, которая не могла произойти одновременно на всей территории Урала. По-видимому, эта перестройка в целом осуществлялась в течение верхов кембрия и низов ордовика. При этом в западных зонах уралид она произошла несколько раньше, чем в восточных. В течение этапа перестройки структурного плана одновременно сосуществовали структурные элементы доуралид и начали закладываться наиболее крупные структуры уралид.

Основные структурно-фациальные зоны

Выделение основных структурно-фациальных зон доуралид связано с определенными трудностями. Практически довольно легко наметить основные фациальные зоны доуралид, но оценить их разницу в степени и характере дислокаций практически невозможно из-за более поздних деформаций, связанных с развитием структур уралид.

В целом для доуралид довольно отчетливо намечаются две основные фациальные зоны, отвечающие понятиям миогеосинклинальная и эвгеосинклинальная зоны. Миогеосинклинальная зона выходит на поверхность и лучше всего изучена в ядре Башкирского антиклинория (Гарань, 1959, 1960; Шатский, 1946, 1960; и др.). Отложения доуралид в этой зоне слагают комплекс осадочных пород до 12 км мощностью. В ядре Тараташской антиклиналии, на севере Башкирского антиклинория, на поверхность выходит основание этого комплекса, представленное гнейсами и кристаллическими сланцами с массивами гранитов типа рапакиви. Эти

образования сходны с породами кристаллического основания Русской платформы.

Доуралиды Башкирского антиклинория делятся всеми исследователями на три крупные серии, каждая из которых представляет собой цикл осадконакопления, начинающийся толщами песчаников с линзами конгломератов и заканчивающийся сланцами и доломитами. Между сериями, а иногда и внутри их, фиксируются размывы и небольшие несогласия. Снос обломочного материала в основном, по-видимому, происходил с выступов смежной части Русской платформы. Лишь в верхах разреза (ашинская серия) появляются грубые полимиктовые песчаники и конгломераты, обломочный материал которых имеет местное происхождение. Грубообломочные образования ашинской серии венчают разрез доуралид Башкирского антиклинория и характеризуют заключительный (орогенный) этап развития доуралид на этой территории.

По направлению на восток в отложениях доуралид начинают появляться сланцевые толщи, а карбонатные породы исчезают. Еще восточнее, в Уралтауском антиклинории Южного Урала, среди сланцев появляются пачки вулканогенных пород, которые широко развиты восточнее Уралтауского антиклинория (Гарань, 1960; и др.).

Граница миогеосинклинальной и эвгеосинклинальной зон доуралид на Южном Урале, по-видимому, проходит в Уралтауском антиклинории.

Возраст миогеосинклинальных образований доуралид Башкирского антиклинория не решен однозначно, однако большинство исследователей вслед за Н. С. Шатским (1946, 1960) считает их рифейскими или докембрийскими (Келлер, 1966). Не исключено, что самые верхние члены доуралид (ашинская серия) могут отвечать самым низам палеозоя (Гарань, 1960; и др.). К северу от Башкирского антиклинория миогеосинклинальные образования доуралид выходят в ядре Кваркушского антиклинория Среднего Урала (бассейны рек Косьвы, Усьвы и др.). Здесь, по данным П. М. Есипова (1963), обнажаются осадочные толщи, сопоставляющиеся с отложениями Башкирского антиклинория.

При общем сходстве с рифейскими породами Башкирского антиклинория в Кваркушском антиклинории появляются отличия (много сланцевых толщ, появляются тиллитоподобные конгломераты, уменьшается количество известняков и т. д.). Эти отличия, возможно, связаны с тем, что в Кваркушском антиклинории обнажены более внутренние части миогеосинклинальной зоны доуралид, чем в Башкирском антиклинории. Венчается разрез доуралид, как и в Башкирском антиклинории, ашинской серией, которая содержит меньше, чем в Башкирском антиклинории, грубообломочных пород. Граница между мио- и эвгеосинклинальными зонами на Среднем Урале, по-видимому, проходит по Улс-Велсовской синклинали, выполненной ордовикскими и силурийскими отложениями.

Западнее Улс-Велсовской синклинали развиты миогеосинклинальные отложения доуралид, а восточнее — образования доуралид эвгеосинклинальной зоны (фиг. 39). Вдоль этой синклинали появляются локальные зоны повышенного метаморфизма пород и зоны интенсивных дислокаций. По-видимому, граница мио- и эвгеосинклинальной зон доуралид на Среднем Урале связана с древним глубинным разломом, на котором впоследствии развилась Улс-Велсовская шовная синклиналь, выполненная ордовикскими и силурийскими отложениями уралид.

В пределах дислокаций Полюдова кряжа, по данным Н. Г. Чочиа (1955), выходят отложения, сходные с докембрийскими образованиями доуралид Башкирского антиклинория (аналоги каратауской и ашинской серий). Севернее дислокаций Полюдова кряжа миогеосинклинальные отложения доуралид неизвестны (см. фиг. 39).

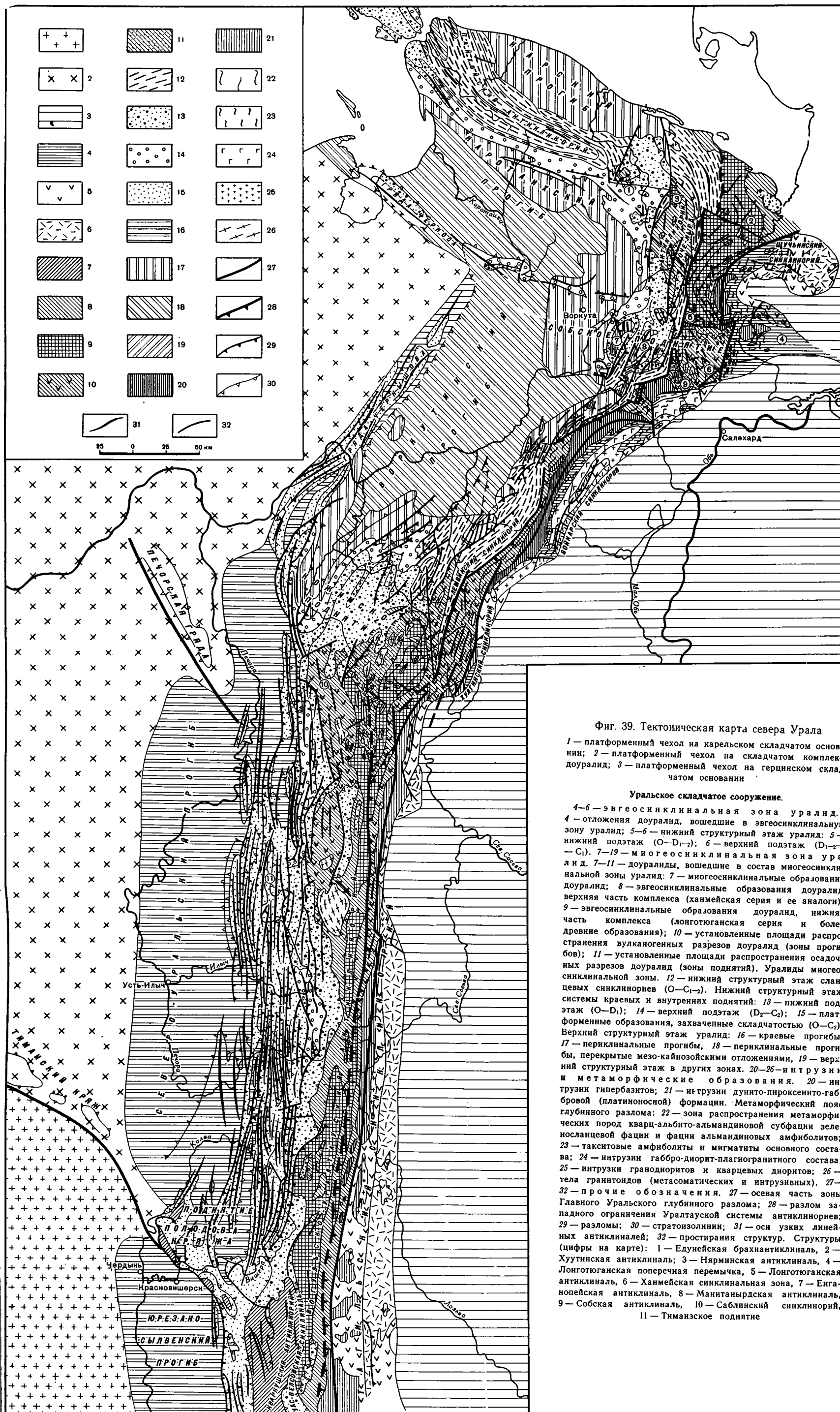
От Полюдова кряжа миогеосинклинальная зона доуралид резко отворачивает на северо-запад, в пределы Тиманского кряжа, где, по данным В. С. Журавлева и М. И. Осадчука (1960), выходят образования, сходные с рифейскими отложениями Башкирского антиклинория (аналоги каратауской серии). Судя по аэромагнитным данным и редким буровым скважинам, миогеосинклинальные образования доуралид слагают складчатый фундамент Печорской впадины между Тиманом и Печорской грядой (Журавлев, Гафаров, 1959; Гафаров, 1961; и др.). В более северных районах Урала развиты только эвгеосинклинальные отложения доуралид.

Доуралиды эвгеосинклинальной зоны представлены мощной серией вулканогенно-осадочных образований, существенно отличных по своему формационному характеру от осадочных толщ миогеосинклинальной зоны. Возраст отложений, входящих в состав доуралид эвгеосинклинальной зоны, вызывает большие споры. Фаунистические находки в пределах эвгеосинклинальной зоны очень редки и носят противоречивый характер. На Южном Урале, в пределах Урало-Тобольского антиклинория, Н. Ф. Мамаев (1961) описывает фаунистически охарактеризованные кембрийские образования. В бассейне р. Санарки геологи Свердловского геологического управления в вулканогенно-осадочных отложениях доуралид обнаружили археоциаты нижнего кембрия¹. В районе г. Орска, в пределах Кемпирсайского поднятия, Н. П. Херасков и Е. Е. Милановский (1953) доказали присутствие в доуралидах кембрийских и нижнеордовикских отложений. На Сакмарском поднятии давно известны находки археоциатов нижнего кембрия, заключенные в мраморах (тереклинская свита). По данным С. С. Горохова и А. Д. Петровского (1962), эти мраморы образуют линзы среди основных эффузивов и туфов². В более северных районах Урала достоверных находок кембрийской фауны неизвестно. Только на юге Новой Земли появляются фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения (Демочкидов и др., 1957). На Приполярном Урале давно известны находки археоциатов (Львов, 1957; Малашевский, Попович, 1961; и др.), определенных А. Г. Вологдиным. Однако эти археоциаты до сих пор монографически не описаны и многими стратиграфами не принимаются во внимание.

Все-таки, несмотря на очень слабую фаунистическую характеристику доуралид эвгеосинклинальной зоны, можно констатировать, что в составе этих образований присутствуют кембрийские отложения. В то же время существует ряд указаний на несомненное присутствие среди доуралид и более древних, рифейских, пород. Как отмечалось выше, в аналогах ханмейской серии Приполярного и Полярного Урала З. А. Журавлева обнаружила катаграфии, характеризующие эти отложения как переходные от верхов докембрия к палеозою. Соответственно нижележащие образования (аналоги лонготюганской серии) имеют заведомо рифейский возраст. На присутствие в составе доуралид рифейских отложений указывают данные абсолютного возраста, приведенные в работах С. С. Горохова (1963), Л. Н. Овчинникова (1963) и др. по Южному Уралу (от 740 до 1460 млн. лет). По данным М. В. Фишмана (1963), некоторые граниты Приполярного Урала имеют абсолютный возраст 525 млн. лет. Вмещающие их толщи, по-видимому, должны иметь более древний — докембрийский возраст. Близкие цифры (500—525 млн. лет) указывает Н. Г. Удовкина из некоторых минералов эклогитов Полярного Урала, что также свидетельствует косвенно о возмож-

¹ По последним данным, известняки с археоциатами кембрия находятся в зонах дробления и не имеют нормальных контактов с окружающими их терригенными породами.

² Не исключено, что мраморизованные известняки с археоциатами образуют «экзотические» глыбы среди силурийских отложений.



Фиг. 39. Тектоническая карта севера Урала

1 — платформенный чехол на карельском складчатом основании; 2 — платформенный чехол на складчатом комплексе доуралид; 3 — платформенный чехол на герцинском складчатом основании

Уральское складчатое сооружение.

4—6 — эвгеосинклинальная зона уралид. 4 — отложения доуралид, вошедшие в эвгеосинклинальную зону уралид; 5—6 — нижний структурный этаж уралид: 5 — нижний подэтаж (O—D₁₋₂); 6 — верхний подэтаж (D₁₋₂—C₁). 7—19 — миогеосинклинальная зона уралид. 7—11 — доуралиды, вошедшие в состав миогеосинклинальной зоны уралид; 7 — миогеосинклинальные образования доуралид; 8 — эвгеосинклинальные образования доуралид, верхняя часть комплекса (ханмейская серия и ее аналоги); 9 — эвгеосинклинальные образования доуралид, нижняя часть комплекса (лонготюганская серия и более древние образования); 10 — установленные площади распространения вулканогенных разрезов доуралид (зоны прогибов); 11 — установленные площади распространения осадочных разрезов доуралид (зоны поднятий). Уралиды миогеосинклинальной зоны. 12 — нижний структурный этаж сланцевых синклиниориев (O—C₁₋₂). Нижний структурный этаж системы краевых и внутренних поднятий: 13 — нижний подэтаж (O—D₁); 14 — верхний подэтаж (D₂—C₂); 15 — платформенные образования, захваченные складчатостью (O—C₂). Верхний структурный этаж уралид: 16 — краевые прогибы, 17 — периклиналильные прогибы, 18 — периклиналильные прогибы, перекрытые мезо-кайнозойскими отложениями, 19 — верхний структурный этаж в других зонах. 20—26 — интрузии и метаморфические образования. 20 — интрузии гипербазитов; 21 — интрузии дунито-пироксенито-габбровой (платиноносной) формации. Метаморфический пояс глубинного разлома: 22 — зона распространения метаморфических пород кварц-альбито-альмандиновой субфации зеленосланцевой фации и фации альмандиновых амфиболитов; 23 — такситовые амфиболиты и мигматиты основного состава; 24 — интрузии габбро-диорит-плагногранитного состава; 25 — интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов; 26 — тела гранитоидов (метасоматических и интрузивных). 27—32 — прочие обозначения. 27 — осевая часть зоны Главного Уральского глубинного разлома; 28 — разлом западного ограничения Уралтауской системы антиклинориев; 29 — разломы; 30 — стратонзолинии; 31 — оси узких линейных антиклиналей; 32 — простирающие структур. Структуры (цифры на карте): 1 — Едунейская брахиантиклиналь, 2 — Хуутинская антиклиналь; 3 — Няминская антиклиналь, 4 — Лонготюганская поперечная перемычка, 5 — Лонготюганская антиклиналь, 6 — Ханмейская синклиналильная зона, 7 — Егганопейская антиклиналь, 8 — Манитаньрдская антиклиналь, 9 — Собская антиклиналь, 10 — Саблинский синклиниорий, 11 — Тимаизское поднятие

ности более древнего, чем кембрийский, возраста вмещающих образований. На Приполярном Урале М. В. Фишман обнаружил остатки строматолитов плохой сохранности, для которых, по определениям И. Н. Крылова, не исключается рифейский возраст.

Таким образом, имеется ряд фактов, говорящих о наличии рифейских отложений в составе доуралид. Мы не приводим многочисленных косвенных данных (сопоставление разрезов, палеогеографические реконструкции и т. д.), свидетельствующих о рифейском или кембрийском возрасте отложений доуралид, так как нередко интерпретация одних и тех же разрезов приводит авторов к прямо противоположным выводам. По-видимому, наиболее вероятно присутствие в эвгеосинклинальной зоне доуралид как кембрийских, так и рифейских образований. Однако определить удельный вес тех и других не представляется возможным.

Особенности тектоники

Как отмечалось выше, в северной части Урала развиты только эвгеосинклинальные образования доуралид. Для Северного и Приполярного Урала разрез доордовикских отложений наиболее подробно рассмотрен в ряде работ К. А. Львова (1956, 1957, 1959, Львов, Попович, 1960). В основании разреза он выделяет шатмагинскую свиту, сложенную гнейсами и амфиболитами протерозойского, по мнению автора, возраста. Выше с несогласием залегает ляпинская серия, представляющая собой единый осадочно-седиментационный цикл. Нижняя свита серии — ошизская — сложена кварцитами с пачками сланцев. Выше лежит преимущественно сланцевая и алевроито-сланцевая пуйвинская свита и еще выше — шокурьинская свита мраморов и сланцев. Шатмагинская свита и ляпинская серия развиты только в наиболее приподнятой части Волго-Уралтауского антиклинория.

На ляпинской серии, иногда с базальными конгломератами в основании, залегает патокская серия, состоящая из двух свит. Нижняя, хобенская, свита представлена кварцитами, мономиктовыми и аркозовыми, переслаивающимися со сланцами. Верхняя, маньинская, свита сложена сланцами, мраморами и вулканогенными породами основного и кислого состава. Ляпинская серия распространена наиболее широко и составляет основную часть крупных поднятий Северного и Приполярного Урала.

В последнее время появился ряд работ, значительно уточняющих и дополняющих схему К. А. Львова. М. С. Бельский, проводивший геологическую съемку в пределах Кожимского поперечного поднятия, высказал предположение о том, что амфиболиты и гнейсы шатмагинской свиты являются метаморфизованными аналогами пород патокской серии. Образования, относившиеся к ляпинской серии, по данным М. С. Бельского, во многих местах лежат не ниже патокской серии, а выше ее и имеют ордовикский возраст. В частности, это относится к району так называемой Пуйвинской брахисинклинали и горы Ош-Из, т. е. к разрезам, являющимся стратотипами для свит ляпинской серии. К сходным выводам об отсутствии самостоятельной ляпинской серии в бассейнах рек Пуйвы, Шокурьи и в районе горы Ош-Из пришел В. Н. Малашевский. Правда, он считает, что в этих районах ляпинская и патокская серии имеют доордовикский возраст, но являются разновозрастными образованиями. Таким образом, если ляпинская серия в некоторых местах и имеет самостоятельное стратиграфическое значение, то ее распространение в пределах антиклинория крайне незначительно.

Патокская серия (хобенская и маньинская свиты) Приполярного Урала была детально изучена В. Н. Малашевским (Малашевский, Попович, 1961). Нижняя свита — хобенская (хобенский горизонт, по

В. Н. Малашевскому) сложена кварцевыми и аркозовыми песчаниками и алевролитами с пачками глинистых сланцев. Все породы в различной степени метаморфизованы. Хобеинская свита слагает ядра наиболее крупных поднятий Северного и Приполярного Урала. Вышележащая маньинская свита (маньинский горизонт В. Н. Малашевского) фациально очень изменчива. В. Н. Малашевский выделяет три фациальные зоны для образований маньинской свиты. Западная зона является, по автору, зоной относительного прогибания. Она развита на Приполярном и Северном Урале в самой западной части Вогульско-Уралтауского антиклинория. В наиболее типичном виде она обнажена в пределах массива горы Сабли, горы Лорцемпея, р. Уйтымнер и др. В пределах этой зоны В. Н. Малашевский разделил маньинскую свиту на две свиты. Нижняя — мораинская, свита представляет собой чередование красноцветных филлитизированных глинистых сланцев, пестроцветных туффитов и зеленых вулканогенных сланцев основного состава. Верхняя — свита горы Сабли — сложена эффузивами кислого и основного состава. Кислые эффузивы, преобладающие в разрезе свиты, представлены фельзитами, кварцевыми порфирами, альбитофирами и их туфами. Среди эффузивов отмечаются прослои и пачки туфобрекчий, туфолав и полимиктовых туфопесчаников. Мощность мораинской свиты и свиты горы Сабли достигает 1500—2500 м.

Центральная фациальная зона маньинской свиты (маньинский горизонт) представлена манарагской свитой. Эта свита сложена в основном метаморфизованными алеврито-глинистыми и углисто-глинистыми филлитовидными сланцами с пачками и линзами известняков и доломитов. Вулканогенные образования появляются только спорадически в виде отдельных прослоев и линз. Мощность манарагской свиты не превышает 1000—1500 м.

Центральная фациальная зона приурочена к крупным антиклинальным зонам доуралид Вогульско-Уралтауского антиклинория, в ядрах которых выходят отложения хобеинской свиты и местами, по-видимому, более древние образования. Так как породы манарагской свиты распространены в антиклинальных зонах, весьма возможно, что верхние части разреза доордовикских отложений (аналоги свиты горы Сабли) во многих случаях отсутствуют.

Восточная фациальная зона маньинской свиты развита в восточной части Вогульско-Уралтауского антиклинория Северного и Приполярного Урала, непосредственно к западу от Главного Уральского глубинного разлома. Маньинская свита этой зоны сложена глинистыми и алеврито-глинистыми сланцами, переслаивающимися с основными эффузивами, их туфами и туфосланцами. Довольно широко распространены в разрезе свиты мрамора. Особенно много карбонатных и глинистых пород приурочено к нижней части маньинской свиты в этой зоне. Основные эффузивы, наоборот, отчетливо тяготеют к верхам разреза.

Таким образом, в целом для доордовикских отложений Северного и Приполярного Урала намечается заметное увеличение вулканогенных пород в верхних частях разреза. Существенно осадочная хобеинская свита сменяется выше маньинской свитой, для которой характерно (во всяком случае в западной и восточной фациальных зонах) заметное увеличение вулканитов. Особенно много вулканогенных пород появляется в верхней части маньинской свиты (для западной зоны — свита горы Сабли). Выделенные В. Н. Малашевским три фациальные зоны маньинской свиты хорошо связаны с внутренней структурой доуралид. Западная и восточная фациальные зоны, в которых широко проявляются вулканогенные образования, соответствуют синклинорным структурам, а центральная зона (с малым количеством эффузивов) приурочена к антиклинальному поднятию, разделяющему эти синклинальные структуры.

Это обстоятельство позволяет уверенно говорить о древнем заложении указанных тектонических структур в доуралидах Вогульско-Уралтауского антиклинория.

К северу от Кожимского поперечного поднятия, вплоть до зоны Собского поперечного поднятия, выходы доуралид крайне ограничены и их стратиграфия очень неясна. В виде узкой полоски глубокометаморфизованных (до амфиболитов и гнейсов) образований доуралиды прослеживаются вдоль восточного борта Лемвинского синклинория и иногда в западном борту Войкарского зеленокаменного прогиба. По мнению некоторых исследователей, в южной части Лемвинского синклинория в наиболее поднятых структурах также появляются выходы доуралид (Евсеев, 1960; Львов, Попович, 1960; Гессе, 1962; и др.). Однако исследования последних лет, проведенные А. Д. Миклухо-Маклаем, А. В. Цымбалюком и др., показали, что в ряде мест отложения, относившиеся к кембрию, оказываются значительно более молодыми.

Стратиграфия комплекса доуралид Собского поперечного поднятия была подробно описана выше. Повторим основные черты разреза. Нижняя — лонготюганская — серия представляет собой сложное переслаивание апоалевритовых, апопелитовых сланцев, основных и, реже, кислых эффузивов. В низах серии появляется большое количество мраморов и кварцитов (немурюганская свита). В разрезе серии нередко появляются горизонты и пачки графитоидсодержащих сланцев. Верхняя — ханмейская — серия представляет собой мощный комплекс основных вулканогенных пород, переслаивающихся с полимиктовыми песчаниками и алевропесчаниками. Количество терригенных образований несколько увеличивается в самих низах серии (собская свита) и особенно резко увеличивается в верхней части разреза (харбейская свита), где, по-видимому, преобладают полимиктовые и аркозовые песчаники.

Как было показано выше, в доуралидах выделяются два типа разреза. Один из них свойствен антиклинальным структурам доуралид (Лонготюганская и Собская антиклиналы). Для этого разреза характерно широкое развитие осадочных образований лонготюганской серии. Вулканогенные породы играют подчиненную роль. В ханмейской серии по сравнению с синклинальной зоной увеличивается роль обломочных пород. Так, например, в пределах Собской и Лонготюганской антиклиналей и вблизи них в нижней — собской — свите резко увеличивается количество песчаников и алевролитов, в составе средней — ханмейхойской — свиты наряду с вулканогенными породами появляются мощные пачки и линзы апопесчаниковых сланцев и т. д. Второй тип разреза, приуроченный к осевой части Ханмейской синклинальной зоны, отличается резким увеличением вулканогенных пород в составе лонготюганской серии и абсолютным преобладанием вулканогенных пород в составе ханмейской серии. Наряду с этим отмечается отчетливое увеличение мощностей ряда свит в осевой части синклинальной зоны.

Таким образом, если для Приполярного Урала доказана связь существенно вулканогенных разрезов с крупными синклинальными структурами, а существенно осадочных (антиклинальными только для верхней части доордовикских отложений (маньинская свита), то на Полярном Урале эта закономерность выдерживается во всем разрезе рифейско-нижнепалеозойских образований Харбейского антиклинория.

Образования комплекса доуралид на Полярном Урале, помимо рассмотренной подробно южной части Харбейского антиклинория, обнажаются в ядрах антиклинальных структур Енгано-Пэ, Манита-Нырды и Оче-Нырды. Отложения, обнажающиеся в первых двух антиклинальных структурах, рассмотрены выше. Верхняя часть разреза сложена преимущественно вулканогенными породами основного состава, ниже которых выделяется толща полимиктовых и граувакковых песчаников и

сланцев. Выше отмечалось, что эти отложения в целом, по-видимому, соответствуют ханмейской серии (возможно, только нижним двум ее свитам).

Стратиграфия доордовикских отложений Оченырдской антиклинальной структуры изучалась многими исследователями. Б. Я. Осадчев и А. М. Иванова (1952), а также Г. Д. Беляков и Ю. С. Бушканец выделили на этой территории ряд свит (бедамельская, нярминская и оченырдская свиты), сложенных вулканогенными и осадочными породами. Возраст этих образований трактовался по-разному разными исследователями (от кембрийского до ордовикского). Работы Ю. Б. Евдокимова (1961), а также В. Н. Малашевского и Н. И. Поповича (1961) убедительно доказывают доордовикский возраст указанных свит. Последовательность свит в пределах Оченырдской структуры трактуется очень различно. Наиболее вероятной кажется последовательность, предложенная В. Н. Малашевским и Н. И. Поповичем (1961). В основании разреза ими положена нярминская свита, сложенная в основном серыми и черными углисто-кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, чередующимися с глинистыми и кремнистыми известняками. Нярминская свита сменяется выше бедамельской свитой, в составе которой преобладают основные и кислые эффузивы (спилиты, диабазы, фельзиты, альбитофиты и др.), туфы, туфобрекчии и лавобрекчии, туфопесчаники и алевролитовые сланцы. Вулканогенные породы составляют основную часть разреза. Оченырдская свита, по мнению этих авторов, объединяет обе свиты — нярминскую и бедамельскую.

Выше вулканогенных образований бедамельской свиты Н. И. Попович выделяет мощную толщу грубозернистых аркозовых и полимиктовых песчаников с прослоями основных и кислых эффузивов и туфосланцев (байдаратская свита).

Сопоставление приведенного разреза с разрезом южной части Харбейского антиклинория очень трудно. Вероятнее всего, известняково-сланцевая, нярминская, свита соответствует части лонготюганской серии (может быть няровейской свите). Бедамельская, существенно-вулканогенная, свита и байдаратская свита, вероятнее всего, отвечают ханмейской серии. В частности, байдаратская свита песчаников может в какой-то мере соответствовать песчаниковой харбейской свите ханмейской серии.

В восточной части Собского поперечного поднятия, в пределах поднятия, разделяющего Войкарский и Щучинский зеленокаменные прогибы (среднее течение р. Лонготъеган), образования доуралид обнажены очень плохо и сильно переработаны палеозойскими интрузиями. Судя по отдельным выходам, они сложены зелеными вулканогенными сланцами, чередующимися с апоалевролитовыми и апопелитовыми сланцами зеленого, серого и черного цвета. Вероятнее всего, здесь распространены преимущественно аналоги лонготюганской серии.

Строение доуралид в северной части Харбейского антиклинория изучено недостаточно. Многие, самые кардинальные вопросы стратиграфии не решены однозначно. Для этого района не решен вопрос об объеме ордовикских и более древних (доордовикских) отложений. В частности, довольно большая площадь на картах показана как выходы хуутинской свиты кембрия. Эта свита, сложенная апоалевролитовыми и апопелитовыми сланцами, по представлениям А. М. Ивановой (1956, 1959), Г. Д. Белякова, Ю. С. Бушканец и В. Н. Малашевского и Н. И. Поповича (1961) параллелизуется с хобейнской свитой Приполярного Урала, т. е. образует нижнюю часть разреза отложений доуралид.

А. В. Цымбалюк, проводивший съемку в бассейне р. Оранг-Юган, выделил аналогичные отложения под названием орангской свиты и доказал, что они залегают с резким несогласием на подстилающих тол-

щах. На этом основании образования орангской свиты он отнес к ордовикам. Отложения, не отличимые по описаниям от орангской (или хуутинской) свиты, в районе Собского поперечного поднятия содержат фауну нижнего карбона и выделены нами в верхнесобский комплекс, который также ложится с резким несогласием на рифейско-нижнепалеозойские толщи в верховьях р. Собь. Литологически близкие породы слагают мощные пакки внутри няровейской свиты лонготюганской серии, т. е. встречаются и в доордовикских образованиях. Приведенные примеры показывают, насколько слабо разработана стратиграфия древних свит северной части Харбейского антиклинория.

Несмотря на такие противоречивые данные, можно сделать некоторые весьма общие выводы о возможном характере разреза доуралид в северной части Харбейского антиклинория. В бассейне верхнего течения р. Байдарата Г. Д. Беляков и Ю. С. Бушканец описывают в основном сланцевые и алевроито-сланцевые толщи с пачками и прослоями метаморфизованных песчаников и кварцитов. Судя по элементам залегания, эти породы образуют в общем крупную субширотную антиклиналь, погружающуюся на восток и сходную по строению с Лонготюганской антиклиналью. Такое строение подтверждается данными Н. Г. Удовкиной и Н. И. Поповича, проводивших в этом районе отдельные рекогносцировочные маршруты. Весьма вероятно, что указанные толщи представляют собой в основном аналоги лонготюганской серии, слагающие, как и в Лонготюганской антиклинали, ядро субширотной антиклинали. Севернее, в самой северной части Харбейского антиклинория (бассейн р. Нундерма-Яха), по данным А. М. Ивановой (1956), выше метаморфизованных алевроито-сланцевых пород хуутинской свиты развиты вулканогенные породы основного состава, в разной степени метаморфизованные. Эти породы выделены А. М. Ивановой под названием маньинской свиты и, видимо, отвечают нижним двум свитам ханмейской серии.

Над эффузивами залегает мощная толща полимиктовых и грауваковых песчаников, чередующихся со сланцами. А. М. Иванова по аналогии с более западными районами сопоставляет их с тельпозской свитой ордовика более южных районов, т. е. с комплексом уралид в нашем понимании. Н. И. Попович (Малашевский, Попович, 1961) сопоставляет эту толщу с байдаратской свитой антиклинальной структуры Оче-Нырда, т. е. с самыми верхами комплекса доуралид. Возможно, эта толща сопоставима с харбейской свитой Собского поднятия.

Для Полярного Урала можно наметить некоторые самые общие закономерности строения разреза доуралид. В нижней части разреза преобладают алевроито-глинистые, часто графитоидсодержащие сланцы, с пачками кварцитов, мраморов, а также основных и, реже, кислых эффузивов. Эти отложения выделены нами под названием лонготюганской серии (табл. 2). Отложения, параллелизуемые с лонготюганской серией, наиболее широко развиты в ядре Харбейского антиклинория и очень локально появляются в ядре Оченырдакской антиклинальной структуры (нярминская свита). Выше лонготюганской серии широким развитием пользуются различные вулканогенные образования основного и кислого состава с прослоями и толщами полимиктовых песчаников и сланцев. Этот комплекс отложений объединяется в ханмейскую серию. В верхах ханмейской серии нередко появляется довольно большое количество полимиктовых песчаников (харбейская свита и ее аналоги). Образования ханмейской серии слагают синклиналильные структуры в пределах Харбейского антиклинория. Ими же сложена основная часть антиклинальных структур Енгано-Пэ, Манита-Нырда и Оче-Нырда.

Сопоставление разрезов Полярного и Приполярного Урала представляет большие трудности (см. табл. 2). В обоих районах для

Корреляционная схема стратиграфических разрезов доуралид эвгеосициальной зоны Севера Урала

Таблица 2

ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ			ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ				ЕНГАНОПЕЙ-СКАЯ И МАНИ-ТАНЬРДСКАЯ АНТИКЛИНАЛИ	ОЧЕНЫРДСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬНАЯ СТРУКТУРА
ВОГУЛЬСКО-УРАЛТАУСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ			ХАРБЕЙСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ			северная часть		
западная часть	центральная часть	восточная часть	Лонготюганская антиклиналь	Ханмейская синклинальная зона	Собская антиклиналь			
ПАТОКСКАЯ СЕРИЯ (по К. А. Львову и В. Н. Малашевскому)			ХАНМЕЙСКАЯ СЕРИЯ			Полимиктовые песчаники и глинистые сланцы (по А. М. Ивановой)	Маньинская свита (по Ю. Б. Евдокимову)	Байдаратская свита (по Н. И. Поповичу)
Свита горы Сабля Кислые эффузивы, туфы, туфобрекчии и туфопесчаники.	Манарагская свита Алевролитовые и филлитовые сланцы, углистые сланцы, пакки и линзы известняков и доломитов.	Маньинская свита Вулканогенные сланцы основного состава, переслаивающиеся с алевролитоглинистыми сланцами. Линзы и прослои мраморов (особенно в нижней части разреза).	?	Харбейская свита Песчаники и сланцы, превращенные в гнейсы и кристаллические парасланцы				
				Ханмейхойская свита Основные вулканогенные породы, превращенные в зеленые сланцы и амфиболиты				
Моранинская свита Пестрые филлиты, туфосланцы, туфиты и зеленые вулканогенные сланцы основного состава			?	Собская свита Метаморфизованные полимиктовые песчаники и алевролиты с прослоями эффузивов.	Собская свита Вулканогенные сланцы основного состава с прослоями метаморфизованных полимиктовых песчаников и алевролитов.	Собская свита Метаморфизованные полимиктовые песчаники и алевролиты с прослоями эффузивов.	Хобейнская свита (по Ю. Б. Евдокимову) Полимиктовые песчаники и алевролиты с прослоями глинистых сланцев.	Бедамельская свита (по В. Н. Малашевскому, Н. И. Поповичу и Ю. Б. Евдокимову) Основные и кислые эффузивы, туфы, туфобрекчии и алевролитовые сланцы.
			ЛОНГОТЮГАНСКАЯ СЕРИЯ			Бедашорская и хутинская свиты (по Г. Д. Белякову, Ю. С. Бушканец, А. М. Ивановой).		Нярминская свита (по В. Н. Малашевскому, Н. И. Поповичу, Ю. Б. Евдокимову) Глинистые и кремнистые сланцы с прослоями кремнистых известняков.
Хобейнская свита Метаморфизованные кварцевые и аркозовые песчаники и алевролиты. Прослой глинистых сланцев.	ЛЯПИНСКАЯ СЕРИЯ (по К. А. Львову) Щокуринская свита Переслаивание мраморов и сланцев Пуйвинская свита Алевролитовые и филлитовые сланцы. Ошизская свита Кварцевые и местами аркозовые кварциты с прослоями и пакками глинистых сланцев. Перерыв, несогласие Шатмагинская свита Гнейсы и амфиболиты.		Няровейская свита Алевролитовые сланцы с прослоями и пакками глинистых сланцев и вулканогенных пород основного состава Следы перерыва ?	Няровейская свита Алевролитовые и глинистые сланцы, вулканогенные породы основного и кислого состава.	Няровейская свита Алевролитовые и апопесчанниковые сланцы с прослоями глинистых сланцев и основных эффузивов.			
			Немурюганская свита Алевролитовые и глинистые сланцы, кварциты и мраморы.	Немурюганская свита Алевролитовые и глинистые сланцы, кварциты, мраморы, кислые эффузивы и туфы.	?			

доуралид характерно появление большого количества вулканогенных пород в верхах разреза (маньинская свита и ее аналоги на Приполярном Урале, ханмейская серия Полярного Урала). Ниже по разрезу, как на Полярном, так и на Приполярном Урале, в целом, увеличивается роль терригенных пород (лонготюганская серия Полярного Урала и подманьинские образования Приполярного Урала). Поэтому не исключено, что маньинская свита в какой-то мере соответствует ханмейской серии, а отложения, подстилающие маньинскую свиту (включая, возможно, нижнюю существенно глинисто-известняковую часть маньинской свиты), могут сопоставляться с лонготюганской серией. Однако такое сопоставление требует дополнительного обоснования.

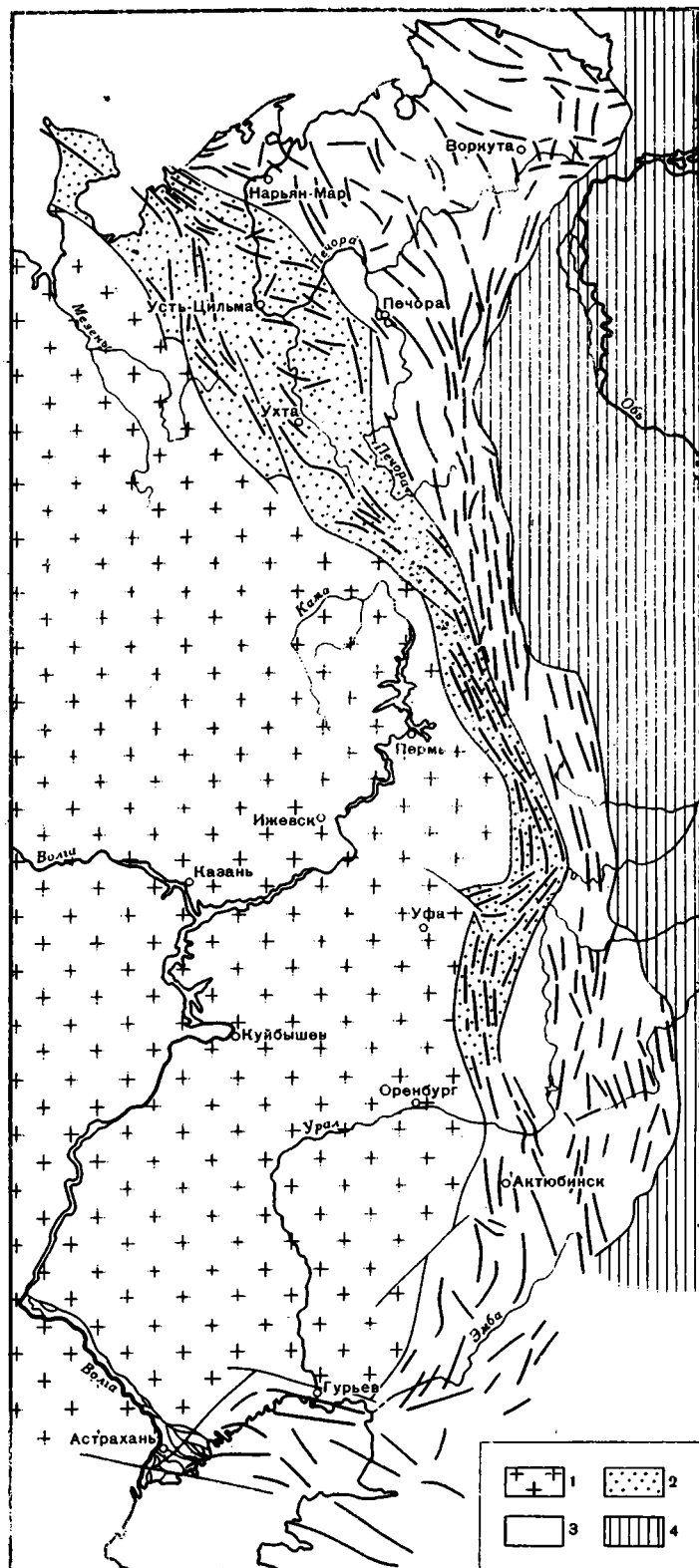
Севернее, на северо-западной оконечности Пайхойского антиклинория и на островах Новой Земли, доордовикские образования развиты крайне ограниченно. Судя по данным К. К. Демокидова, Б. С. Романовича, Ю. С. Бушканец и Г. Д. Белякова (1957), а также В. И. Бондарева (1960; Бондарев, Черкесов, 1957) ниже ордовикских или верхнекембрийских отложений, отделяясь от них угловым несогласием, выходят серые и темные глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с прослоями вулканогенных сланцев основного и среднего состава. В этой толще собрана фауна трилобитов среднекембрийского возраста. Однако отнесение этой толщи к доуралидам окончательно не доказано.

Приведенная выше краткая характеристика разрезов доуралид эвгеосинклинальной зоны по набору пород достаточно резко отличается от разрезов доуралид миогеосинклинальной зоны. Однако в зонах их сочленения нередко проявляются одновременно черты того и другого типа разрезов. Такой «промежуточный» между эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными зонами тип разреза, по-видимому, характерен для Уралтауского антиклинория Южного Урала (Горохов, 1963).

Основные элементы структурного плана

В пределах Среднего Урала мио- и эвгеосинклинальные зоны доуралид имеют выдержанное меридиональное простираие вплоть до широты дислокаций Полюдова кряжа. В зоне Полюдова кряжа миогеосинклинальные структуры доуралид плавно отворачивают на северо-запад, в Тиманском направлении. Граница между мио- и эвгеосинклинальными образованиями доуралид проходит, как отмечалось, на Среднем Урале по Улс-Велсовской шовной синклинали с долготным простираием. Севернее широты Полюдова кряжа граница между мио- и эвгеосинклинальными зонами проводится по резкой смене отрицательного магнитного поля, свойственного осадочным образованиям миогеосинклинальной зоны, положительным линейным полем, характерным для эвгеосинклинальной зоны (Журавлев, Гафаров, 1959). Непосредственно севернее Полюдова кряжа, судя по данным аэромагнитной съемки, эта граница образует изгиб в северо-западном направлении и затем прослеживается с меридиональными простираиями к западу от меридионального отреза р. Печоры вплоть до дислокаций Печорской гряды (фиг. 40). Далее эта граница резко поворачивает на северо-запад вдоль Печорской гряды. Таким образом, фундаментом северо-восточной части Печорской низменности к северо-востоку от Печорской гряды являются, по-видимому, эвгеосинклинальные образования доуралид.

Доуралиды, выходящие на поверхность в Вогульско-Уралтауском антиклинории севернее Полюдова кряжа, имеют отчетливое долготное простираие, которое выдерживается вплоть до Кожимского поперечного поднятия Приполярного Урала. На этом отрезке доуралиды образуют антиклинорий с несколько ундулирующим шарниром, в ядре которого выходят отложения хобеинской свиты, а на крыльях—образования



Фиг. 40. Принципиальная схема структурного плана доуралид

1 — эпикаральская платформа; 2 — многоэпиклиальная зона доуралид; 3 — эпигеосинклиальная зона доуралид; 4 — мезо-кайнозойские образования Западно-Сибирской низменности. Линии показывают простирания структур доуралид по геологическим и геофизическим данным

маньинской свиты. По данным В. Н. Малашевского (Малашевский, Попович, 1961), отложения, развитые вдоль оси антиклинория, представлены глинисто-сланцевыми фациями центральной фациальной зоны (манарагская свита). В западном крыле Вогульско-Уралтауского антиклинория маньинская свита развита в вулканогенных фациях западной фациальной зоны (зона относительного прогибания), а отложения маньинской свиты к востоку от осевой части антиклинория представлены существенно вулканогенными отложениями «восточной фациальной зоны». Таким образом, на этом отрезке для доуралид, выходящих в ядре Вогульско-Уралтауского антиклинория, отчетливо выделяется узкое долготное поднятие, а в восточной и западной частях антиклинория сохранились реликты смежных прогибов доуралид. На широте северного окончания Тимаизского поднятия (бассейн верховьев р. Няыс) в структурах доуралид появляются резкие коленообразные изгибы. Эти изгибы в целом приурочены к секущей Урал зоне северо-западного простираения, расположенной на продолжении шовных структур Печорской гряды.

В районе Кожимского поперечного поднятия шарнир рассмотренного антиклинория доуралид быстро погружается. В бассейне меридионального отрезка р. Щугор структуры доуралид, подходящие с юга, отделяются от структур Кожимского поперечного поднятия зоной поперечного погружения структур (седловиной).

В пределах Кожимского поперечного поднятия структуры доуралид имеют разные простираения. В западной части поднятия, в районе горы Сабля, выделяется синклиний (вернее его восточная часть), сложенный образованиями маньинской свиты. Этот синклиний и осложняющие его структуры имеют меридиональное простираение, поворачивающее в северной части на северо-запад. Саблинский синклиний доуралид выполнен вулканогенными образованиями «западной зоны» относительных прогибаний маньинской свиты (Малашевский, Попович, 1961). На магнитной карте Саблинскому синклинию отвечает четкая полоса максимумов магнитного поля, которая прослеживается далее к северу под более молодыми образованиями, постепенно поворачивая на северо-запад. С северо-западными простираениями эта полоса прослеживается далеко в пределы Печорской низменности.

К востоку от Саблинского синклиния доуралид располагается крупное поднятие, сложенное в основном породами хобеинской и, возможно, более древних свит. Частные синклинали этого поднятия выполнены существенно сланцевыми фациями маньинской свиты (центральная фациальная зона относительных поднятий, по В. Н. Малашевскому). В целом поднятие имеет форму, близкую к треугольной, и резко суживается на юг. Западный его борт имеет долготное простираение, а восточный — северо-восточное.

К востоку от поднятия расположена синклиналичная структура, к которой приурочена «восточная фациальная зона относительных прогибаний маньинской свиты», выделенная В. Н. Малашевским. Этот синклиний имеет долготное простираение на юге Кожимского поперечного поднятия, сменяющееся севернее северо-восточным. С северо-восточными простираениями породы этого синклиния доуралид погружаются далее на север под палеозойские толщи Лемвинского синклиния. В бассейне верховьев р. Танагота северо-восточные структуры синклиния осложняются системой северо-северо-западных структур, почти поперечных к общему простираению синклиния. К сожалению, этот интереснейший узел структур очень слабо изучен.

Таким образом, в пределах Кожимского поперечного поднятия выделяются структуры доуралид по крайней мере двух направлений: долготные и северо-северо-западные (Саблинский синклиний, поперечные

структуры верховьев р. Танагота) и северо-восточные (Восточный синклиниорий доуралид).

Сведения о структурном рисунке доуралид на отрезке Урала между Кожимским и Собским поперечными поднятиями крайне ограничены. В тех незначительных по площади зонах, где доуралиды выходят на поверхность, для них свойственны северо-восточные простирания.

В зоне Собского поперечного поднятия наблюдается очень сложный структурный рисунок с одновременным развитием структур разных направлений. В южной части Харбейского антиклинория, как было показано выше, выделяется Ханмейская синклиналильная зона северо-западного простирания. К северу от нее расположена широтная Лонготюганская антиклиналь, а к югу Собская антиклиналь запад-северо-западного простирания. Все перечисленные структуры отчетливо сказываются на характере фаций отложений доуралид (в синклиналильной зоне резко увеличивается количество вулканогенных пород). Восточнее, в пределах перемены, разделяющей Щучинский и Войкарский синклинонии уралид, структуры доуралид имеют выдержанное широтное простирание. Западнее, в пределах Манитаньрдской антиклинали, структурам доуралид свойственны в основном северо-восточные простирания. Еще западнее, в ядре Енганопейской антиклинали, по данным К. Г. Войновского-Кригера и Ю. Б. Евдокимова, структуры доуралид имеют северо-северо-западное простирание. Таким образом, в пределах Собского поперечного поднятия структурные элементы доуралид не образуют зон с выдержанными на большом расстоянии простираниями. Здесь наблюдаются самые различные простирания структур и трудно говорить о каком-нибудь генеральном направлении. Лонготюганская и Собская субширотные антиклинали ограничивают зону с изменчивыми простираниями структур доуралид с севера и с юга. Эти антиклинали, видимо, можно рассматривать как шовные структуры, являющиеся поверхностным выражением субширотных тектонических швов, ограничивающих узел структур с изменчивыми простираниями. Разумеется, современные Лонготюганская и Собская антиклинали представляют собой только реликты этих шовных зон, большая часть которых погребена под более молодыми образованиями. Южнее Собской антиклинали в бассейне р. Хараматалоу, по данным А. П. Белоусова (1963), также намечается своеобразная северо-западная структура доуралид, возможно сходная с Собской антиклиналию по своему строению, но выраженная значительно слабее. К сожалению, этот район изучен недостаточно.

К северу от Лонготюганской антиклинали структуры доуралид имеют в общем долготное простирание, как в пределах Харбейского антиклинория, так и на большей части Оченырской антиклиналильной структуры. Еще севернее, в бассейне верховьев р. Байдарата, в северной части Харбейского антиклинория, намечается крупная широтная антиклиналильная структура с шарниром, полого погружающимся в восточном направлении (Хуутинская антиклиналь). Судя по данным Г. Д. Белякова, Ю. С. Бушканец и А. М. Ивановой, а также по данным Н. Г. Удовкиной и Н. А. Преображенского, эта структура сходна с Лонготюганской антиклиналию. В ядре этой антиклинали породы залегают очень полого, появляются дополнительные продольные и поперечные осложнения и т. д. Крылья наклонены значительно круче ($40-70^\circ$). Слабая изученность этой поперечной антиклинали не позволяет говорить о ее строении более подробно. Именно к этой части Харбейского антиклинория приурочено широкое развитие глинисто-известняковых отложений доуралид.

В северной части Оченырской антиклиналильной структуры уралид, по данным Ю. Б. Евдокимова и Н. И. Поповича, выделяется крупная широтная антиклиналь доуралид, сложенная в ядре аналогами лонготюганской серии (нярминская свита). Шарнир этой антиклинали полого

погружается на восток. Няرمинская антиклиналь сходна по своему строению с широтными антиклиналями типа Лонготюганской. Няرمинская антиклиналь продолжает на запад по простирацию рассмотренную выше Хуутинскую широтную антиклиналь, отделяясь от нее сравнительно узкой долготной синклиналью, выполненной образованиями уралид. По-видимому, обе эти широтные антиклинали фиксируют крупный широтный шов доуралид, сходный по своему характеру с Лонготюганским или Собским швами.

Севернее Хуутинской шовной антиклинали структуры доуралид имеют северо-западные и субширотные простираия. Меридиональные «уральские» структуры доуралид севернее этого шва, по-видимому, отсутствуют. Доуралиды, обнажающиеся в северо-западной части Пай-хойского антиклинория, имеют северо-западное простираие структур. В. И. Бондарев и С. В. Черкесов (1957) отмечают, что для кембрийских отложений южного острова Новой Земли характерны отчетливые широтные простираия структур.

Таким образом, начиная от широты поднятия Полюдова кряжа наряду с «уральскими» простираиями доуралид появляются зоны со структурами доуралид различного простираия. При этом частота появления таких зон, а также величина отклонения простираий структур в них от долготных «уральских», закономерно увеличиваются с юга на север, вплоть до полного исчезновения «уральских» простираий на самом севере Урала. В конечном счете наблюдается полная смена долготных «уральских» простираий структур на субширотные простираия на севере. Н. П. Херасков (1963) выделяет в пределах Северного Ледовитого океана крупный субширотный складчатый пояс, состоящий из геосинклинальных систем разного возраста. По-видимому, отмеченная выше закономерность и объясняется сочленением меридиональных Урало-Сибирских структур с широтным поясом геосинклинальных структур, выделенным Н. П. Херасковым. В южной части Урала в структурах доуралид также появляются отклонения от меридиональных простираий. Крупное изменение простираий для всего Урала к северу от г. Уфы было отмечено А. П. Карпинским и рассмотрено Н. С. Шатским (1946) (Уфимский амфитеатр). Это изменение простираий связано с выступом восточного края эпикарельской Русской платформы.

В самой южной части Урала вновь появляются аномальные для Урала простираия структур доуралид. Так, на Сакмарском поднятии доуралиды, по данным Н. П. Хераскова и Е. Е. Милановского (1953), образуют в плане коленообразный уступ с отклонением простираий в северо-западном направлении. В пределах Урало-Тобольского антиклинория на этой широте появляются структуры северо-восточного и северо-западного простираий. Возникновение этих структур, по-видимому, связано с теми же причинами, что и на севере Урала. Вероятно, это самое северное проявление зон аномальных простираий, связанных с торцовым сочленением долготных «уральских» структур и субширотных структур Тянь-Шаня. Сама область сочленения расположена значительно южнее и перекрывается платформенными образованиями Туранской плиты (Гарецкий, Шрайбман, 1960).

Таким образом, можно наметить некоторые самые общие черты строения тектонического комплекса доуралид (см. фиг. 40). В рифее к востоку от Русской платформы существовала крупная геосинклинальная область. Граница древней (эпикарельской) платформы на севере проходила вдоль Тимана, южнее Полюдова кряжа граница поворачивала на юг вдоль меридионального отрезка современного Урала, проходя под Предуральским краевым прогибом несколько западнее структур горста Кара-тау и Башкирского антиклинория. Анализ геофизических данных (в основном аэромагнитных), а также изучение

строения Прикаспийской синеклизы, привели к выводу о том, что далее на юг эта граница резко отворачивает на юго-запад, проходя по восточному краю Хобдинского погребенного выступа (Журавлев, Перфильев, Херасков, 1965). Еще южнее граница эпикарельской части Русской платформы поворачивает в широтном направлении вдоль Южно-Эмбинского гравитационного максимума. Таким образом, фундамент южной и юго-восточной части Прикаспийской синеклизы слагают рифейские геосинклинальные образования.

Н. С. Шатский еще в 1946 г. (Шатский, 1946) писал о том, что складчатое основание Печорской низменности и Тимана, на северо-востоке, и частично складчатое основание Прикаспийской синеклизы, на юго-востоке Русской платформы, имеет байкальский возраст. Приведенная выше граница эпикарельской части платформы с рифейской геосинклинальной областью лишь уточняет эту границу в соответствии с новыми геофизическими и геологическими данными.

Внешняя, миогеосинклинальная, зона рифейской геосинклинальной области образует широкую полосу вдоль эпикарельской части платформы, в целом параллельную краю этой платформы. Внутренняя граница этой зоны (граница с эвгеосинклинальной зоной) в Печорской синеклизе отчетливо фиксируется по смене отрицательного магнитного поля, характерного для осадочных толщ рифея миогеосинклинальной зоны, положительным магнитным полем эвгеосинклинальной зоны (Журавлев, Гафаров, 1959). Эта граница проходит к югу от Нарьянмарского поднятия в западной части Печорской синеклизы, далее в юго-восточном направлении вдоль дислокаций Печорской гряды. Подходя к Уралу, эта граница поворачивает на юг и выходит в обнаженную часть Урала, где она приходится на тектонический шов, отделяющий мио- и эвгеосинклинальные образования доуралид (Улс-Велсовская шовная синклиналь). Южнее эта граница проходит по обнаженной части Урала, вдоль Уралтауского антиклинория. Проследить границу эв- и миогеосинклинальных образований рифея в пределах Бельского краевого прогиба Южного Урала и Прикаспийской синеклизы не удается. Юго-восточная и южная часть синеклизы, в основании которой В. С. Журавлев предполагает байкальский складчатый фундамент, характеризуется мозаичным положительным магнитным полем. Как указывалось выше, для миогеосинклинальной зоны доуралид (байкалид) Печорской синеклизы характерны отрицательные значения магнитных аномалий. Поэтому в основании эпибайкальской (по В. С. Журавлеву) части Прикаспийской синеклизы вряд ли можно ожидать складчатые рифейские образования миогеосинклинального типа. Не исключено, что миогеосинклинальные толщи рифея развиты в фундаменте Прикаспийской синеклизы, обрамляя с внешней стороны эвгеосинклинальную зону, как и в Печорской синеклизе. В этом случае эпибайкальский складчатый фундамент в Прикаспийской синеклизе будет распространен значительно шире, нежели предполагает В. С. Журавлев (Журавлев, Перфильев, Херасков, 1965). Этому предположению не противоречит появление крупных, резко отрицательных магнитных аномалий с внешней стороны от мозаичного положительного магнитного поля, отнесенного к байкалидам В. С. Журавлевым.

Как видно из схемы (см. фиг. 40), миогеосинклинальная зона доуралид (байкалиды) образует единую полосу, обрамляющую с востока и северо-востока более древнюю часть Русской платформы. В том месте, где край эпикарельской платформы приобретает северо-западную ориентировку (Притиманская часть), эта полоса резко расширяется. Далее на запад она вновь суживается, приобретая субширотное простирание.

Внутренняя, эвгеосинклинальная, зона доуралид построена значительно сложнее. Здесь наряду с линейными долготными структурами

появляются крупные участки (особенно на севере и на юге Урала), в пределах которых структурам свойственны резкие изменения простираний. При этом в ряде мест (Кожимское поперечное поднятие, Енгано-пейская антиклиналь и др.) структуры доуралид северо-западного простираения отчетливо уходят под чехол Печорской синеклизы, где они прослеживаются по магнитным данным на большое расстояние. Это позволяет допустить, что под всей северо-восточной частью синеклизы фундамент сложен эвгеосинклинальными образованиями доуралид. Судя по сложному рисунку структур доуралид Урала, можно предполагать, что в основании Печорской и частично Прикаспийской синеклизы наблюдается достаточно сложная картина структур различного направления. Рисунок магнитного поля этих частей Русской платформы подтверждает такое предположение.

Внешняя, миогеосинклинальная, зона доуралид формировалась в течение всего рифея. В конце докембрия произошло замыкание геосинклинального цикла доуралид в пределах этой зоны, с чем связано появление грубообломочных пород ашинской серии. Окончательное формирование цикла доуралид в миогеосинклинальной зоне связано с байкальской эпохой складчатости.

Как было показано выше, в эвгеосинклинальной зоне доуралид собственно геосинклинальное развитие продолжалось и в кембрийское время. Только в кембрии и в низах ордовика появляются грубообломочные орогенные формации, говорящие о замыкании крупного цикла тектонического развития (чаушская свита Южного Урала, харбейская свита и ее аналоги на севере Урала и т. д.), и начинается перестройка структурного плана. Таким образом, окончательное формирование цикла доуралид эвгеосинклинальной зоны связано с раннекаледонским этапом складчатости.

Эта схема развития доуралид восточного обрамления Русской платформы хорошо согласуется с представлениями Н. С. Зайцева (1964) об истории формирования западного и юго-западного обрамления Сибирской платформы. По данным Н. С. Зайцева, зона геосинклинальных отложений рифея Енисейского кряжа и его аналогов закончила свое геосинклинальное развитие к концу рифея, а более внутренние (западные) части геосинклинальной области консолидировались только в раннекаледонское время.

Подчеркивая единство структурного плана доуралид, мы не исключаем возможности некоторых перестроек во время их развития. Так, Н. П. Херасков (1948) показал, что для некоторых участков Южного Урала граница эв- и миогеосинклинальных зон в кембрийское время располагалась западнее, чем в рифейское. Детальное изучение тектоники рифейских отложений Башкирского антиклинория привело А. И. Олли и В. А. Романова (1960) к выводу о перестройках структурного плана в конце нижнего и в конце среднего рифея. Однако ниже- и среднерифейские отложения развиты настолько ограниченно, что оценить значение этих перестроек для всего Урала невозможно. Некоторое смещение контуров крупных структур, возможно происходившее на границе рифея и кембрия, не отражается существенно на общем характере структурного плана доуралид.

УРАЛИДЫ

Эвгеосинклинальная зона

Эвгеосинклинальная зона восточного склона (зона зеленокаменных прогибов) на севере Урала обнажается в самой западной своей части. По существу доступно изучению только западное крыло этой зоны, а осевая часть полностью перекрыта мезо-кайнозойскими отложениями

платформенного чехла. Местами этот узкий бордюр палеозойских эвгеосинклинальных образований полностью перекрыт мезо-кайнозойскими породами. Западнее палеозойских толщ зеленокаменных прогибов, отделяя их от расположенных еще западнее гипербазитовых интрузий Главного Уральского глубинного разлома, во многих случаях проходит широкая полоса интрузий габбро-диоритового и плагиогранитного состава. Местами отложения зеленокаменных прогибов подходят непосредственно к доордовикским отложениям Уралтауской системы антиклинориев, отделяясь от них разломом или гипербазитовыми интрузиями.

С. Н. Волков (1960б), в течение многих лет изучавший палеозойские образования восточного склона, выделяет в северной части Урала четыре самостоятельных синклиория (см. фиг. 39). На юге обнажена северная часть Тагильского синклиория, который с меридиональным простиранием прослеживается на север до р. Народа. Расположенный севернее долготный Хулгинский синклиорий кулисообразно подставляет с востока Тагильский. Еще севернее выделяется Войкарский (Войкаро-Собский, по С. Н. Волкову) синклиорий, вытянутый в северо-восточном направлении. В северной части Полярного Урала расположен крупный Щучинский синклиорий, несколько вытянутый в восточном направлении.

Основание зеленокаменных прогибов (доуралиды) в пределах эвгеосинклинальной зоны выходит очень ограниченно только в северной части Войкарского синклиория и в западной части Щучинского. В северной части Войкарского синклиория, на р. Хараматалоу, можно наблюдать взаимоотношения доуралид и уралид в эвгеосинклинальной зоне. Доуралиды представлены зелеными вулканогенными сланцами и порфиритоидами с отдельными пачками и линзами графито-серицитокварцевых и серицито-хлорито-кварцевых сланцев, светлых мраморов и карбонатно-серицито-хлоритовых сланцев. В самых верхах разреза встречаются прослои рассланцованных туфобрекчий с обломками порфиритоидов, кремнистых сланцев и окатанными обломками лейкократовых мелкозернистых гранитов. В линзе мраморов среди вулканогенных сланцев С. Н. Волков обнаружил фауну. По определениям Б. С. Соколова, эти формы близки к *Lichenaria* sp., что, по мнению Б. С. Соколова, позволяет считать описанные выше отложения ордовикскими. Доуралиды Войкарского синклиория не соприкасаются с доуралидами Харбейского антиклинория и поэтому не могут быть достоверно сопоставлены с разрезом последних. Описанный комплекс отложений интенсивно дислоцирован и рассланцован. Породы имеют северо-северо-восточное простирание с падением на запад и восток под углами 50—70°.

Вулканогенные толщи уралид Войкарского синклиория с резким угловым несогласием, видимым в обнажении, залегают на доуралидах с наклоном слоев на восток порядка 10—15°. В линзе известняка близ основания этой вулканогенной толщи уралид В. А. Дедеевым была обнаружена фауна, свидетельствующая скорее всего о нижнедевонском возрасте основания уралид в северной части Войкарского синклиория. Таким образом, в эвгеосинклинальной зоне уралид севера Урала доуралиды могут включать в себя ордовикские образования.

Доуралиды, выходящие в западной части Щучинского синклиория, представлены зелеными вулканогенными сланцами основного состава. Их взаимоотношение с силурийскими вулканогенными образованиями уралид неясно. С. Н. Волков (1960б) и В. А. Дедеев (1958б) на основании разницы в метаморфизме и степени дислоцированности считают, что силурийские отложения залегают на подстилающих толщах с резким угловым несогласием.

Отложения зеленокаменных прогибов довольно отчетливо делятся на два структурных подэтажа. Нижний структурный подэтаж охватывает силурийские и нижнедевонские (а для Щучинского синклинория и эйфельские) образования. Отложения верхнего структурного подэтажа обычно с несогласием залегают на нижележащих породах и существенно отличаются от них по характеру своих формаций. Этому подэтажу соответствуют среднедевонские и нижнекаменноугольные отложения.

Нижний структурный подэтаж изучен плохо. В северной части Тагильского синклинория нижний структурный подэтаж, по данным Волкова, представлен в основном силурийскими отложениями (нижнетурватская и верхнетурватская свиты). Для этого времени характерно широкое развитие офиолитовых вулканогенных формаций (табл. 3). В нижней части разреза в основном развиты спилиты, диабазы, кварцевые альбитофиры и их туфы (нижнетурватская свита — Волков, 1960б; Сирин, 1945). Выше по разрезу распространены вулканогенные породы основного состава (диабазы, порфириты и их туфы), с которыми тесно ассоциируют туфосланцы, кремнистые сланцы, туфобрекчии, туфоконгломераты и известняки (верхнетурватская свита). Этот комплекс отложений фациально очень изменчив, но в целом, как единая группа формаций, хорошо прослеживается во всей северной части синклинория. С. Н. Волков (1960б) и Н. А. Сирин (1945) указывают в верхнетурватской свите фауну лудловского яруса (в основном его верхов). Вулканогенный комплекс, по данным С. Н. Волкова, охватывает почти весь силур. Осадочно-вулканогенные формации силура в нижнем девоне сменяются известняками с *Karpinskia conjugula* Tschern. и другой нижнедевонской фауной (Волков, 1960б). Эта рифогенно-известняковая формация почти везде полностью размыта и сохранилась только в бассейне р. Ятрия (р. М. Люлья), но, по-видимому, она была первоначально широко распространена на всей территории синклинория.

В пределах Хулгинского синклинория силурийские отложения неизвестны. Как и в Тагильском синклинории, в Хулгинском синклинории в нижнем девоне развита рифогенно-известняковая формация, охарактеризованная фауной жединского и кобленцкого ярусов.

Войкарский синклинорий изучен очень недостаточно. Особенно плохо изучены отложения нижнего подэтажа. Ниже палеонтологически охарактеризованных эйфельских образований лежит мощная толща осадочно-вулканогенных пород. В. В. Маркиным эта толща разделена на ряд свит, взаимоотношение между которыми не совсем ясно. Здесь развиты основные эффузивы (различные порфириты, мандельштейны, диабазы, спилиты, альбитофиры и их туфы). Среди эффузивов встречаются пачки кремнистых и глинистых сланцев и известняков. В самых верхах разреза появляется большое количество кремнистых сланцев, яшм, кремнистых туффигов с прослоями кислых эффузивов, бескварцевых щелочных порфиров и линзы конгломератов и туфоконгломератов. В северной части синклинория К. И. Прохоровой и др. среди эффузивов были обнаружены *Lissatrypa kuschevensis* Tschern. (определение А. И. Ходалевица) (лудлоу). Как отмечалось выше, в бассейне р. Хараматлоу в линзе известняков среди вулканогенных пород основного состава В. А. Дедеевым обнаружена фауна низов девона. Наиболее вероятно, что офиолитовые формации Войкарского синклинория имеют силурийский и нижнедевонский возраст. В. В. Маркин относит к нижнему девону так называемую налиматинскую толщу туфопесчаников и туффигов, в которой им собрана бедная фауна *Gypidula* ex gr. *acutolobata* Sandb., *Wilsonella* cf. *princeps* Barr., *Carinatina arimaspus* Eichw., *Atrypa granulifera* Barr., *Hexacrinus* aff. *schinatus* Sandb., *Cupressocrinus* sp. и др. Этот комплекс может относиться как к среднему, так и к нижнему девону. Учитывая, что налиматинская толща с несогласием перекрывает

Таблица 3

Формации эвгеосинклинальной зоны

Возраст	Северная часть Тагильского синклиория		Хулгинский синклиорий	Войкарский синклиорий		Щучинский синклиорий	
	южная часть	северная часть		западная часть	восточная часть	южная и осевая части	северная часть
C _{2—3}						Молассовая формация	
						Перерыв	
C ₁ ¹	Терригенно-базальтовая формация					Известняковая формация	
D ₃	Вулканогенно-граувакковая формация	Известняково-сланцевая формация	Сланцево-вулканогенная формация ?		?	Вулканогенно-граувакковая формация	
D ₂ ²	Вулканогенно-терригенная (грубообломочная) формация		?	Диабазо-порфировитовая формация	Вулканогенно-терригенная (грубообломочная) формация		
D ₂ ¹			Перерыв	Перерыв		Перерыв	
			Рифогенно-известняковая формация	Диабазо-порфировитовая формация	Вулканогенно-терригенная (грубообломочная) формация	Осадочно-вулканогенные (офиолитовые) формации	Рифогенно-известняковая формация
D ₁	Перерыв		Перерыв	Перерыв			
	? Рифогенно-известняковая формация						
	Осадочно-вулканогенные (офиолитовые) формации		?	Осадочно-вулканогенные (офиолитовые) формации			

подстилающие породы и постепенно сменяется несколько выше отложениями с типично эйфельской фауной, целесообразнее относить толщу к среднему девону.

Таким образом, отложения нижнего структурного подэтажа Войкарского синклиория отличаются от образований Тагильского и Хулгинского синклиориев отсутствием нижедевонской рифогенно-известняковой формации. Вместо нее в Войкарском синклиории продолжается, как и в силуре, формирование осадочно-вулканогенных офиолитовых формаций.

В пределах Щучинского синклиория (Волков, 1960б; Дедеев, 1958б, 1959; и др.) нижний структурный подэтаж развит очень полно. Как и в более южных синклиориях, он представлен мощной серией основных эффузивов, их туфов, туфопесчаников, туфобрекчий и сланцев с линзами известняков. В известняках содержится обильная фауна уинлокского и лудловского возраста. Осадочно-вулканогенные офиолитовые формации сменяются мощной рифогенно-известняковой формацией, охватывающей по возрасту нижний девон, эйфельский и низы живетского яруса среднего девона. В отличие от более южных районов эйфельские отложения Щучинского синклиория входят в состав нижнего подэтажа и на них с несогласием залегают верхнеживетские отложения верхнего структурного подэтажа. По данным В. А. Дедеева (1959), эйфельские отложения имеют различный фациальный состав в центральных и южных частях синклиория. Если в центре и на севере синклиория эйфельские отложения представлены рифогенно-известняковой формацией, то на юге, близ его южного борта, эйфельский ярус представлен преимущественно основными эффузивами и их туфами с линзами и пачками известняков. По-видимому, здесь продолжается накопление осадочно-вулканогенных офиолитовых формаций.

Таким образом, в целом для нижнего структурного подэтажа эвгеосинклиальной зоны севера Урала характерно развитие двух основных групп формаций. Нижняя — группа офиолитовых осадочно-вулканогенных формаций и верхняя — рифогенно-известняковая формация (или группа формаций). Возрастная граница между этими двумя группами формаций может довольно сильно меняться даже в пределах одной структуры.

При таком очень грубом анализе удастся констатировать отличие Войкарского от остальных трех синклиориев для нижнего структурного подэтажа. В последнем рифогенно-известняковая формация не развита. По-видимому, уже в силуре и нижнем девоне существовала зона поднятий, разделяющая Войкарский и Щучинский прогибы. Это доказывается тем, что в самой северной части Войкарского прогиба (р. Хараматалоу) силурийские отложения выклиниваются, а нижедевонские образования с резким угловым несогласием залегают непосредственно на комплексе доуралид.

С нижним подэтажом связаны многочисленные крупные интрузии различного состава. Интрузии габбро-перидотитовой формации, сходные с этой же формацией более южных районов (Молдаванцев, 1963; Штрейс, 1951; Сергиевский, 1948, 1960), описаны в работах Н. А. Сирина (1945), В. Ф. Морковниковой (1955, 1962), С. Н. Волкова (1960б), Ю. Е. Молдаванцева (Иванова, Устрицкий, Молдаванцев, 1957) и др. Габбро-перидотитовая формация представляет собой сложный многофазный интрузивный комплекс, сложенный в основном габброидами, которым подчинены плагиограниты и гипербазиты. Между петрографически различными породами отмечаются как рвущие контакты, так и постепенные переходы. В основном интрузии габбро-перидотитовой формации развиты в Тагильском синклиории, где они, как и в более южных районах, приурочены к его западному борту, вытягиваясь вдоль

Главного Уральского глубинного разлома. Крупный массив такого типа описан Ю. Е. Молдаванцевым в пределах Лонготюганской перемычки, разделяющей Щучьинский и Войкарский синклинории. Более мелкие массивы отмечаются для северного борта Щучьинского синклинория. Возраст этих образований довольно точно устанавливается как нижнедевонский по прорыванию пород силура и нижнего девона и появлению соответствующей гальки в основании среднего девона.

Интрузии габбро-диорит-тоналитового комплекса описаны Ю. Е. Молдаванцевым (1963). В составе этого комплекса резко преобладают кислые разности (тоналиты и плагиограниты), подчиненные им габброиды содержат иногда мелкие тела гипербазитового состава, генетически с ними связанные (Молдаванцев, 1963). Отдельные петрографические типы пород связаны между собой постепенными переходами, но иногда отмечаются и рвущие контакты. Для образований этого комплекса характерно развитие гибридных разностей. По преобладанию кислых пород, петрографическим особенностям (включая сюда особенности состава акцессорных минералов) Ю. Е. Молдаванцев отделяет их от габбро-перидотитовой формации. Интрузии рассматриваемого комплекса прорывают силурийско-нижнедевонские отложения, а их галька обнаружена в основании среднего девона, что довольно четко датирует их возраст. Комплекс габбро-диорит-тоналитов развит наиболее широко в Войкарском синклинории, где эти породы слагают широкую полосу, обрамляющую с запада силурийско-нижнедевонские образования. В других синклинориях эти интрузии появляются локально.

Отложения верхнего структурного подэтажа во всех синклинориях с размывом залегают на нижележащих породах. В Тагильском синклинории низы эйфельского яруса повсеместно сложены полимиктовыми песчаниками и конгломератами, содержащими многочисленные обломки подстилающих пород (Волков, 1960б). Выше развиты песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, эффузивы, туфопесчаники и туфы, содержащие пачки и линзы известняков, богато охарактеризованные фауной. Среди вулканогенных разностей преобладают основные породы (порфириды и спилиты), но иногда встречаются и кислые разности. В целом, в разрезе заметно преобладают терригенные и туфогенно-терригенные породы, но в некоторых местах широкое развитие получают существенно вулканогенные породы, например эйфельские отложения бассейна р. Нохор (Волков, 1960б), живетские отложения р. Иоутынья (Сирин, 1945) и т. д. Такая вулканогенно-терригенная формация накапливалась в течение всего среднего девона. В основании живетских отложений часто фиксируется перерыв (Волков, 1960б) без существенных угловых несогласий. Как показал С. Н. Волков, по направлению с юга на север, к северному окончанию Тагильского синклинория, мощность эйфельских отложений резко уменьшается. Если в бассейнах рек Нохор, Иоутынья она достигает 350—450 м, то в бассейне р. М. Люль мощность эйфельских отложений не превышает 150 м. По-видимому, в этом же направлении несколько увеличивается относительное количество известняков в разрезе эйфельских отложений.

Верхнедевонские отложения в бассейнах рек Манья и Северная Сосьва (юг рассматриваемой территории) представлены мощной толщей граувакковых песчаников и сланцев, переслаивающихся с основными и средними эффузивами и их туфами. Как отмечает С. Н. Волков (1960б), по направлению на север по простирацию синклинория эта вулканогенно-граувакковая формация в пределах отложений франского возраста замещается своеобразной известняково-сланцевой формацией, где преобладающее развитие имеют пестрые глинистые, кремнистые сланцы, брекчиевидные и конгломератовидные известняки (см. табл. 3). Одновременно существенно уменьшается мощность франских отложе-

ний. Нижнекаменноугольные отложения развиты только в самой южной части рассматриваемой территории. Они представлены оливиновыми диабазами и их туфами, переслаивающимися с песчаниками, сланцами и известняками (терригенно-диабазовая формация).

Изменение фаций и уменьшение мощностей верхнего структурного подэтажа северной части Тагильского синклинория указывает на существование поднятий, ограничивающих с севера этот прогиб.

Верхний структурный подэтаж Хулгинского синклинория резко отличается по своему строению от Тагильского (Волков, 1960б). Эйфельские и живетские отложения представлены толщей известняков, мощность которых превышает 1000 м. Лишь в самых верхах этой известняковой формации появляются пачки глинистых сланцев. На известняках с размывом залегает сланцево-вулканогенная формация верхнедевонского возраста. Она представлена толщей основных и кислых эффузивов, переслаивающихся с туфами, туфопесчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами, туфосланцами и известняками (галактионовская свита). Низы этой формации, возможно, имеют верхнеживетский возраст.

Верхний структурный подэтаж Войкарского синклинория изучен далеко не достаточно. Однако имеющийся материал позволяет говорить о существенном отличии этого синклинория от Хулгинского. Для верхнего подэтажа Войкарского синклинория В. В. Маркин выделяет два типа разреза — западный и восточный. Эйфельские отложения в восточных разрезах представлены полосчатыми туфосланцами, туфопесчаниками, песчаниками и алевролитами с линзами конгломератов и туфоконгломератов, с редкими линзами известняков и покровами диабазов (налиматинская свита).

В известняках В. В. Маркиным собрана многочисленная фауна брахиопод эйфельского возраста. Непосредственный контакт эйфельских отложений с подстилающими толщами не виден, но, судя по тому, что они залегают на разных горизонтах силуро-нижнедевонских отложений, можно предполагать в их основании угловое несогласие.

Отложения живетского яруса (дзюляварчатинская свита) в восточных разрезах представлены туфами, туфосланцами, туфоконгломератами, туфобрекчиями, конгломератами, туфопесчаниками, песчаниками и сланцами (иногда кремнистыми). Обломочные породы содержат отдельные пачки и прослои основных эффузивов и мелкие линзы известняков. Возраст этой свиты определяется тем, что она залегает с размывом и несогласием на эйфельских породах и содержит в основании обломки известняков с эйфельской фауной (В. В. Маркин и К. И. Прохорова). Не исключено, что эта толща может охватывать по возрасту не только живетский ярус, но и часть верхнего девона. Обломочная толща живетского (?) яруса фациально очень изменчива. Ее состав зависит от характера подстилающих пород.

В средней части синклинория живетские (?) отложения лежат на известняково-терригенных образованиях эйфельского возраста и состоят из переотложенных эйфельских пород с примесью обломков более древних образований. В южной части синклинория (бассейн р. Нелка-Ю) живетские (?) отложения полностью срезают эйфельские толщи и залегают непосредственно на вулканогенно-осадочных породах силура и нижнего девона. Соответственно в их составе преобладают обломки подстилающих эффузивов, кремнистых сланцев и яшм. Характерно появление в этом районе линз крупноглыбовых брекчий, состоящих из громадных обломков эффузивов и кремнистых сланцев, заключенных в алеврито-глинистом цементе. Размер обломков достигает 20 м, и они нагромождены в хаотическом беспорядке. Обломки целиком представлены подстилающими отложениями нижнего структурного подэтажа выходящими в непосредственной близости. Тот факт, что подобные

обвальные брекчии образуют мощные линзы в разных частях разреза живетских (?) отложений, позволяет говорить о близости береговой линии зоны поднятий, ограничивающих с юга Войкарский синклинорий.

Отложения «западного» типа сохранились в основном северо-западнее оз. Варча-Ты, где они слагают ядро небольшой синклинали. По данным В. В. Маркина, в нижней части разреза эйфельского яруса развиты диабазы, диабазовые и андезитовые порфириты с пачками тонкопереслаивающихся алевролитов, туффитов и известняков и линзы известняков. Верхи разреза сложены порфиритами, мандельштейнами и их туфами с линзами известняков. Последние содержат многочисленную фауну эйфельского возраста. В. М. Маркин отмечает несогласное залегание эйфельских отложений (варчатинская свита) на подстилающих толщах.

Живетские (?) отложения (мусюрская свита), по данным В. В. Маркина, представлены различными порфиритами, их туфами и туфобрекчиями с линзами известняков. Живетский возраст определяется условно, по трансгрессивному залеганию выше известняков, охарактеризованных фауной типа бийских слоев.

Таким образом, для верхнего структурного подэтажа Войкарского синклинория можно говорить о двух формациях, фациально замещающих друг друга (см. табл. 3). Это восточная вулканогенно-терригенная грубообломочная формация эйфельского и живетского (?) возраста и западная, существенно вулканогенная диабазо-порфиритовая формация. Восточная формация прослеживается почти вдоль всего восточного края обнаженной части синклинория. Западная — диабазо-порфиритовая формация сохранилась лишь в небольшой синклинальной складке к северо-западу от оз. Варча-Ты.

В отличие от Хулгинского синклинория, в котором для эйфельского и живетского времени характерно развитие известняковой формации, в Войкарском синклинории широкое развитие получила грубообломочная формация того же возраста. Между эйфельскими и живетскими (?) отложениями фиксируется несогласие, которое отсутствует в Хулгинском синклинории. Намечается зона поднятий, ограничивающих Войкарский синклинорий с юга.

Верхний структурный подэтаж в Щучинском синклинории развит наиболее полно. Он начинается с верхнеживетских отложений, несогласно залегающих на подстилающих среднедевонских и более древних толщах. По данным В. А. Дедеева (1958б, 1959), нижняя часть верхнего структурного подэтажа представлена формацией, состоящей из песчаников, конгломератов, туфопесчаников, с прослоями основных эффузивов, сланцев и с линзами известняков. По-видимому, ее не следует сопоставлять с артинской молассовой формацией Южного Урала, как это делает В. А. Дедеев. В основном обломочный материал представлен местными подстилающими породами. Это типичная базальная формация основания верхнего структурного подэтажа, аналогичная вулканогенно-терригенной формации эйфельского яруса северной части Тагильского синклинория (правда, в Щучинском синклинории больше грубообломочных разностей, меньше — известняков и эффузивов). Сходная вулканогенно-терригенная формация широко развита в Войкарском синклинории, где ей отвечают эйфельские и живетские образования (см. табл. 3). Выше С. Н. Волков, В. А. Дедеев и Н. П. Херасков выделяют мощную вулканогенно-граувакковую формацию, сложенную кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, переслаивающимися с грауваковыми песчаниками, основными эффузивами и известняками.

В. А. Дедеев сравнивает эту формацию с аспидной формацией Зилаирского синклинория. Однако в Зилаирском синклинории для этой формации не характерны вулканогенные породы. Как показал Н. П. Хе-

расков, эта формация аналогична граувакковой формации верхнего девона Магнитогорского синклинория Южного Урала. На севере с ней, по-видимому, сопоставляется вулканогенно-граувакковая формация верхнего девона бассейнов рек Манья и Северная Сосьва (Тагильский синклинорий на юге рассматриваемой территории). Вулканогенно-граувакковая формация верхнего девона сменяется в нижнем карбоне своеобразной известняковой формацией сравнительно малой мощности (турнейский ярус и низы визейского). Н. П. Херасков параллелизует эту формацию с одновозрастной известняковой формацией Южного Урала. Выше, согласно данным В. А. Дедеева, располагаются грубообломочные породы намюрского и, возможно, среднекаменноугольного возраста, представленные полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, часто известковистыми, переслаивающимися с глинистыми сланцами и глинистыми известняками. Н. П. Херасков сравнивает эту формацию с молассовой формацией верхов карбона и низов перми Южного Урала.

Для франских отложений В. А. Дедеев (19586, 1959) указывает резкое уменьшение мощностей от центральных частей синклинория к его южному борту. В живетских отложениях, как и в образованиях нижнего структурного яруса, близ южного борта синклинория локально появляется большое количество эффузивных образований. Все это свидетельствует о существовании тектонической зоны (по-видимому, зоны поднятий), разделявшей Щучинский и Войкарский прогибы во время формирования верхнего структурного подэтажа.

Для времени формирования верхнего структурного подэтажа можно говорить о существенных отличиях в развитии всех четырех выделенных синклинориев. Северная часть Тагильского синклинория мало чем отличается от его более южных частей. В самой северной части Тагильского синклинория появляются следы выклинивания этого прогиба (уменьшение мощности эйфельских отложений, замещение франской вулканогенно-граувакковой формации известняково-сланцевой формацией меньшей мощности). Формационный ряд Щучинского прогиба, как отмечает Н. П. Херасков и В. А. Дедеев, сходен в общих чертах с рядом Магнитогорского зеленокаменного прогиба Южного Урала. Хулгинский и Войкарский прогибы в этом отношении резко отличны от Тагильского и Щучинского и не менее резко различаются между собой.

Для Хулгинского прогиба характерна мощная известняковая формация эйфельского и живетского ярусов, а вулканогенные отложения появляются лишь в верхнем девоне. В Войкарском синклинории верхнему подэтажу отвечает диабаз-порфировитовая формация (западная фация) и вулканогенно-терригенная грубообломочная формация (восточная фация). Аналоги последней, в виде базальной формации верхнего структурного подэтажа, появляются и в Тагильском и в Щучинском прогибах, но в Войкарском прогибе эта формация получила мощное развитие, здесь она очень грубообломочна и захватывает большой возрастной диапазон (весь средний и, может быть, часть верхнего девона). Характерно, что в Войкарском синклинории отчетливо проявляется не только предэйфельское несогласие, но и очень крупным является предживетское несогласие. Для верхнего подэтажа в ряде случаев удается констатировать зоны поднятий, разграничивающие все четыре синклинория.

Интрузии, связанные с верхним структурным подэтажом, распространены незначительно. Следует отметить интрузии кварцевых диоритов и гранодиоритов, слагающих сравнительно крупные вытянутые тела, часто группирующиеся в протяженные цепочки (Молдаванцев, 1963). Гранодиориты и кварцевые диориты характеризуются массивным сложением и особенностями петрографического состава, сближающими их

с монцонитами. Для них характерна полная жильная серия от аплитов до спессартитов и диабазов. По данным Ю. Е. Молдаванцева, эти интрузии образуют четкие рвущие контакты с породами габбро-диорит-тоналитового состава, что свидетельствует об их относительно более молодом возрасте. В некоторых местах удается наблюдать рвущие взаимоотношения гранодиоритов с среднедевонскими отложениями (Войкарский синклинорий). Верхний возрастной предел этих образований неясен. Наиболее широко рассматриваемый комплекс развит в Войкарском синклинории.

В настоящем разделе нами были описаны только наиболее распространенные группы интрузивных образований. Рассмотреть все многообразие магматических проявлений эвгеосинклинальной зоны не представляется возможным.

Элементы морфологии структур. Фундамент зеленокаменных прогибов эвгеосинклинальной зоны (доуралиды) выходит на поверхность в основном в северной части эвгеосинклинальной зоны. Наиболее широко фундамент развит в пределах Лонготюганского поднятия, разделяющего Щучинский и Войкарский синклинории, и вдоль северо-западного борта Войкарского синклинория в его северной части.

По данным С. Н. Волкова и В. А. Дедеева, фундамент Щучинского синклинория слагает широкую полосу, обрамляющую синклинорий с севера, запада и юга. Правда, не исключено, что в состав этой полосы вошли метаморфизованные силурийские вулканогенные толщи Щучинского синклинория. По своему характеру доуралиды фундамента зеленокаменных прогибов мало чем отличаются от доуралид, выходящих западнее Главного Уральского глубинного разлома в пределах миогеосинклинальной зоны (Харбейский антиклинорий). Доуралиды эвгеосинклинальной зоны прорваны многочисленными интрузиями разного возраста и необычайно сильно переработаны ими. Они сохранились в отдельных, часто незначительных участках среди интрузий габбро, габбро-диоритов, плагиогранитов и кварцевых диоритов. Эти интрузивные комплексы принадлежат эвгеосинклинальной зоне и никогда не появляются к западу от Главного разлома, в миогеосинклинальной зоне уралид. Последнее обстоятельство позволяет уверенно проводить границу между эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной зонами в тех случаях, когда осадочные и вулканогенно-осадочные формации уралид полностью размыты.

Все исследователи, изучавшие зеленокаменные синклинории севера Урала, указывают на большую дислоцированность отложений нижнего структурного подэтажа (силур — нижний девон), по сравнению с породами верхнего подэтажа. Однако в ряде мест это может быть связано с тем, что силурийско-нижнедевонские образования выходят в крыльях синклинориев, близ ограничивающих их разломов, где напряженность дислокаций вообще резко возрастает.

Морфология структур северной части Тагильского синклинория изучена очень слабо. По данным С. Н. Волкова (1960б), обнаженное западное крыло синклинория в общем имеет восточное падение, осложненное более мелкими синклинальными и антиклинальными складками, несколько асимметричными (западные крылья более крутые, чем восточные). Углы падения пород не превышают 40—50°, исключая самую западную часть синклинория, где породы залегают более круто. Силурийские образования с запада обрамляются полосой габбровых и габбро-диоритовых интрузий, западнее которых прослеживаются цепочки гипербазитов, трассирующих Главный глубинный разлом.

По направлению на север Тагильский синклинорий воздымается, прослеживаясь с долготным простираанием вплоть до р. Народа. Севернее окончание синклинория не совсем ясно. По-видимому, здесь

вулканогенные толщи силура подходят вплотную к глубинному разлому, имеющему на этом отрезке северо-северо-восточное простирание, и срезаются этим разломом. Отложения Тагильского синклинория по разлому контактируют прямо с доуралидами.

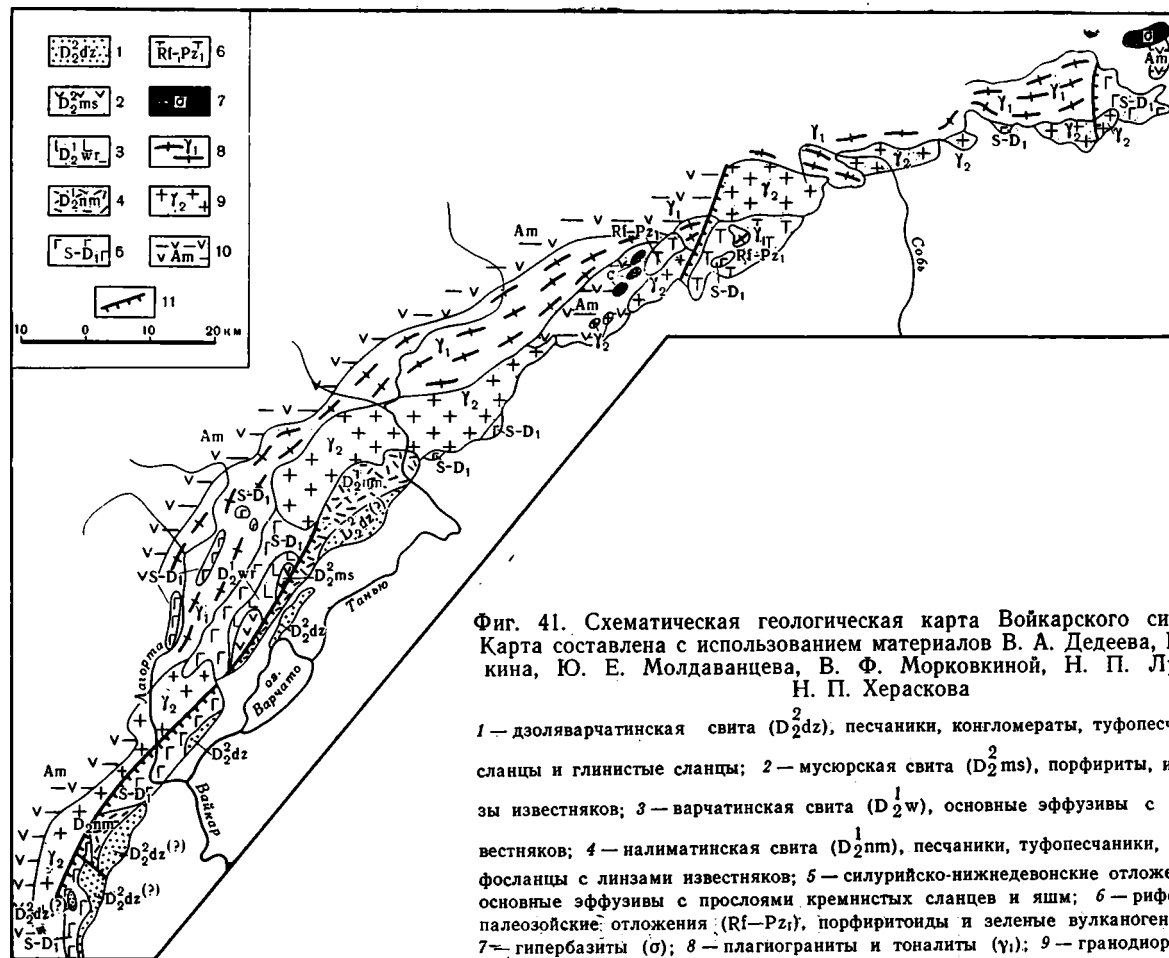
Хулгинский синклинорий изучен очень плохо, а его структура имеет ряд особенностей, резко отличающих его от обычных зеленокаменных синклинориев. Как указывает Н. С. Волков (1960б), Хулгинский синклинорий кулисообразно подставляет с востока северную часть Тагильского синклинория, имея в основном субмеридиональное простирание. Между этими двумя кулисообразно расположенными структурами, по-видимому, существует меридиональное поднятие, сложенное доуралидами. Большая часть этого поднятия перекрыта мезо-кайнозойскими отложениями.

Хулгинский синклинорий в пределах своей обнаженной части представлен двумя разрозненными структурами, разделенными по простиранию полосой интрузий гипербазитов и габброидов. Южная часть синклинория обнажена в бассейне р. Хальмер-Ю. По данным С. Н. Волкова (1960б) и Ю. Е. Молдаванцева, она представляет собой меридионально вытянутую простую синклиналь, западное крыло которой оборвано разломом. С запада и с востока синклиналь ограничена гипербазитовыми интрузиями, вытянутыми в долготном направлении. Шарнир складки погружается на юг. Северное окончание ее не совсем ясно, но, по-видимому, на севере синклиналь срезается разломом северо-восточного простирания, по которому девонские отложения соприкасаются с метаморфизованными породами миогеосинклинальной зоны. Северная часть Хулгинского синклинория, обнажающаяся в бассейне р. Тыкатлова, по данным С. Н. Волкова (1960б) и В. А. Дедеева, также имеет меридиональное простирание. Здесь обнажено только восточное крыло синклинория. Западное крыло полностью оборвано разломом, по которому на девонские отложения надвинуты образования доуралид. С севера синклинорий также ограничен разломом.

Таким образом, Хулгинский синклинорий представляет собой по крайней мере две синклинальные структуры, северная из которых кулисообразно подставляет с востока южную. Главный Уральский глубинный разлом, представляющий собой в других частях севера Урала более или менее единую зону, на широте Хулгинского синклинория распадается на систему кулисообразно подставляющих друг друга крупных разломов, которые трассируются гипербазитовыми интрузиями. При этом каждый более северный отрезок глубинного разлома отступает к востоку. Это обстоятельство и определило своеобразное строение Хулгинского синклинория, распадающегося на кулисообразно расположенные друг относительно друга структуры. Возможно, при дальнейшем исследовании можно будет выяснить существенные черты различия в развитии этих кулис на протяжении палеозойской истории.

По направлению на юг Хулгинский синклинорий, по-видимому, раскрывается во внутренние части Тагильского синклинория, перекрытые сейчас мезо-кайнозойским чехлом. На это указывает формационное сходство Хулгинского синклинория с Петропавловской зоной осевой части Тагильского синклинория, обнажающейся южнее рассматриваемой части Урала. Вероятно, кулисообразное расположение структур и выклинивание северной части Тагильского синклинория касается западных частей синклинория, в то время, как его центральные части продолжают на север и вплотную подходят к зоне Главного глубинного разлома (Хулгинский синклинорий).

Войкарский синклинорий имеет северо-восточное простирание. Обнажено лишь его западное крыло. Отложения верхнего структурного подэтажа в основном довольно полого (порядка 10—20°) падают на



Фиг. 41. Схематическая геологическая карта Войкарского синклиория. Карта составлена с использованием материалов В. А. Дедеева, В. В. Маркина, Ю. Е. Молдаваницева, В. Ф. Морковкиной, Н. П. Лупановой и Н. П. Хераскова

1 — дзюляварчатинская свита (D_2^{dz}), песчаники, конгломераты, туфопесчаники, туфосланцы и глинистые сланцы; 2 — мусюрская свита (D_2^{ms}), порфириды, их туфы, линзы известняков; 3 — варчатинская свита (D_2^w), основные эффузивы с линзами известняков; 4 — налиматинская свита (D_2^{nm}), песчаники, туфопесчаники, сланцы и туфосланцы с линзами известняков; 5 — силурийско-нижнедевонские отложения ($S-D_1$), основные эффузивы с прослоями кремнистых сланцев и яшм; 6 — рифейско-нижнепалеозойские отложения ($Rf-Pz_1$), порфиритонды и зеленые вулканогенные сланцы; 7 — гипербазиты (σ); 8 — плаггиограниты и тоналиты (γ_1); 9 — гранодиориты и кварцевые диориты (γ_2); 10 — амфиболиты (Am); 11 — разломы

восток. Крыло синклиория осложнено продольной антиклинальной складкой, особенно отчетливо фиксируемой в районе оз. Варча-Ты. В ее ядре выходят породы нижнего структурного подэтажа (фиг. 41). Антиклиналь резко асимметрична. Западное ее крыло очень пологое (падения до 10°), восточное — значительно круче (порядка $30-40^\circ$). К западу от антиклинали обособляется неглубокая, очень пологая (падения до 10°) синклираль, в ядре которой выходят живетские (?) породы. Антиклиналь ограничивает приподнятую западную часть синклиория, где на поверхность выходят в основном отложения нижнего подэтажа и интрузивные образования, от восточной, более прогнутой его части. По аналогии с Ирендыкской антиклиналью Магнитогорского синклиория Н. П. Херасков считает эту структуру типичной шовной антиклиналью, фиксирующей разлом фундамента, по которому сочленяются относительно приподнятая и опущенная части синклиория. Эта шовная антиклиналь является зоной разграничения разных типов разрезов. К западу от нее развита диабазо-порфировитовая формация верхнего структурного подэтажа, к востоку — грубообломочная вулканогенно-терригенная. По направлению на север и на юг от района оз. Дзоя-Варчаты шарнир антиклинали воздымается. Характерно, что к северному и южному продолжению оси шовной антиклинали приурочена цепь интрузий гранодиоритового состава. Помимо этой своеобразной структуры, восточное крыло синклиория осложнено рядом продольных флексур, где углы падения смыкающих крыльев достигают 60° , а также рядом небольших продольных и поперечных разломов.

К западу от Войкарского синклиория широкая полоса сложена нижнедевонскими интрузивными образованиями габбро-диорит-тоналитового комплекса и более молодыми интрузиями кварцевых диоритов-гранодиоритов. Еще западнее выходят такситовые габбро-амфиболиты, амфиболиты и гипербазитовые интрузии, относящиеся к зоне Главного Уральского глубинного разлома. Полосы, сложенные интрузивными породами разного состава, протягиваются в общем параллельно западному борту Войкарского синклиория. В северной и южной частях синклиория такое полосовое строение габбро-диорит-тоналитовых и гранодиоритовых интрузивных массивов резко нарушается. Среди интрузивных образований нередко появляются отдельные крупные участки (провесы кровли), сложенные сильно переработанными вулканогенными породами основного состава (зеленые сланцы, мелкозернистые амфиболиты и т. д.). По-видимому, среди интрузий довольно широко развиты переработанные рифейско-нижнепалеозойские породы.

В южной части (бассейн р. Нелка-Юган) северо-восточное простирание пород постепенно сменяется долготным, намечая южное центрально-клинальное замыкание Войкарского синклиория. Выше отмечалось, что именно в этой части синклиория эйфельские отложения размыты, а живетские толщи, содержащие крупноглыбовые брекчии, налегают непосредственно на силуро-нижнедевонских породах. Интерпретируя аэромагнитные данные, Н. П. Херасков пришел к выводу о существовании к югу от синклиория крупного поднятия с широким развитием интрузий.

Северное окончание синклиория выражено значительно четче. Здесь силуро-нижнедевонские отложения и полосы интрузий разного состава постепенно поворачивают на восток, намечая отчетливое северное центрально-клинальное замыкание синклиория. Именно для этой части синклиория характерно выпадение из разреза силурийских отложений.

К северу от Войкарского синклиория расположено крупное широтное поднятие, выделенное Н. П. Херасковым под названием Лонготюганского поднятия. Это поднятие сложено целиком образованиями доуралит, прорванными многочисленными интрузиями уралит.

Щучьинский синклиниорий, по данным В. А. Дедеева (1958б, 1959), представляет собой широкую простую синклинальную структуру, несколько вытянутую на восток. Шарнир этой структуры полого погружается в восточном направлении. По существу обнажено западное центрально-клинальное замыкание синклинория. С юга синклинорий ограничен Лонготюганским широтным поднятием, которое, по аэромагнитным данным, прослеживается далеко на восток. Западный край синклинория определяется гипербазитовыми интрузиями Главного Уральского глубинного разлома. Северное крыло синклинория обнажено плохо. По данным В. А. Дедеева, здесь из-под отложений верхнего структурного подэтажа выходят на поверхность более древние толщи. Судя по аэромагнитным данным, гипербазитовый пояс к северу от массива Сьум-Кеу отворачивает на восток и протягивается далее в восточном направлении, обрамляя с севера синклинорий. По данным В. А. Дедеева, отложения Щучьинского синклинория залегают сравнительно полого и осложнены небольшими дополнительными складками и разломами. Углы падения в породах верхнего структурного подэтажа обычно не превышают 30°. Породы нижнего подэтажа дислоцированы значительно сильнее.

Эвгеосинклинальная зона севера Урала в целом представляет собой систему синклинориев, подставляющих друг друга по простиранию и разделенных перемычками. Характер слагающих их формаций свидетельствует о том, что эти структуры развивались в течение всей, или почти всей, известной истории уралид. В целом для эвгеосинклинальной зоны севера Урала намечается закономерное изменение простирания структур от меридионального на юге к широтному на севере. Эта смена не происходит в виде плавной дуги, а начинается кулисообразным смещением долготных структур на восток (Хулгинский синклинорий). Севернее расположен Войкарский синклинорий северо-восточного простирания и замыкает этот ряд Щучьинской синклинории, вытянутой в широтном направлении.

Миогeosинклинальная зона

Миогeosинклинальная зона охватывает осевую часть и западный склон Урала (см. фиг. 39). В эту же зону входит и хребет Пай-Хой. Вдоль Урала на юг эта зона прослеживается до самых южных его частей. От эвгеосинклинальной зоны восточного склона Урала миогeosинклинальная зона повсеместно отделена Главным Уральским глубинным разломом. К западу от миогeosинклинальной зоны, отделяя ее от Русской платформы, расположена система Предуральских краевых и периклинальных прогибов. Эти прогибы выполнены наиболее молодыми отложениями верхнего палеозоя, в различной степени перекрывающими миогeosинклинальную зону.

Миогeosинклинальная зона северной части Урала отчетливо делится на ряд крупных тектонических структур. Впервые это деление было проведено Н. П. Херасковым (Херасков, Перфильев, 1963). Непосредственно западнее Главного Уральского глубинного разлома протягивается Уралтауская система антиклинориев, сложенных почти целиком рифейско-нижнепалеозойскими отложениями доуралид. К западу от Уралтауской системы антиклинориев прослеживается прерывистая цепь сланцевых синклинориев, выполненных отложениями уралид ордовикско-каменноугольного возраста. Западнее сланцевых синклинориев и образуя внутренние поднятия, разделяющие по простиранию сланцевые синклинории, выделяется система краевых и внутренних поднятий, в ядрах которых обнажаются отложения доуралид. В тех местах, где сланцевые синклинории выклиниваются или полностью размыты, крае-

вые и внутренние поднятия смыкаются с антиклинориями Уралтауской системы и разделение их становится весьма условным.

Наряду с такой четкой продольной зональностью на севере Урала намечается отчетливая поперечная зональность. Южная часть миогеосинклинальной зоны (южнее Кожимского поперечного поднятия) по строению, соотношению основных структур и их простирацию существенно отличается от северной части зоны (к северу от Кожимского поперечного поднятия). Помимо общего различия этих двух секторов севера Урала, в миогеосинклинальной зоне (как и в других продольных зонах севера Урала) выделяется ряд крупных поперечных поднятий, прослеживающихся через все или часть продольных структур Урала. Наиболее южное из них — Кожимское поднятие — было выделено впервые М. Е. Раабен (1959). На Полярном Урале четко выделяется Собское поперечное поднятие, намеченное Н. П. Херасковым и М. Е. Раабен. Еще севернее, в самой северной части Полярного Урала, по-видимому, также существует крупное поперечное поднятие, одним из членов которого является Оченырская антиклинальная структура.

Уралтауская система антиклинориев

Эта система антиклинориев повсеместно прослеживается вдоль Главного Уральского глубинного разлома. В Уралтауской системе можно выделить конкретные антиклинории, сменяющие друг друга по простирацию. В южной части, от широты поднятия Полюдова Кряжа до Кожимского поперечного поднятия (южный сектор), антиклинорий, приуроченный к глубинному разлому, и краевое поднятие миогеосинклинальной зоны сливаются в единый крупный антиклинорий. На тектонической карте (см. фиг. 39) этот антиклинорий выделен под названием Вогульско-Уралтауского. К северу от Кожимского поперечного поднятия (северный сектор) северо-западнее Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива прослеживается узкая полоса рифейско-нижнепалеозойских образований, разделяющих Войкарский эвгеосинклинальный синклиний и Лемвинский сланцевый синклиний миогеосинклинальной зоны. Севернее, начиная от широты Собского поперечного поднятия, Уралтауская система антиклинориев представлена крупным Харбейским антиклинорием. Этот антиклинорий прослеживается до самого севера Урала.

В северном секторе (к северу от Кожимского поперечного поднятия) глубинный разлом, ограничивающий с востока антиклинории, хорошо трассируется интрузиями гипербазитов, образующими громадные вытянутые массивы (Войкаро-Сыньинский и др.) или цепочки более мелких тел (район Собь-Лонготского междуречья). Во всех случаях западное (миогеосинклинальное) крыло несколько приподнято по отношению к восточному (эвгеосинклинальному). К западу от гипербазитового пояса повсеместно развиты рифейско-нижнепалеозойские отложения доуралид. Восточнее пояса в основном выходят среднепалеозойские интрузии эвгеосинклинальной зоны и амфиболиты неясного возраста. Часть этих амфиболитов, по-видимому, произошла за счет метаморфизма палеозойских вулканогенных образований, а часть — за счет метаморфизма отложений доуралид. В некоторых местах (Хулгинский синклиний), доуралиды поднятого западного крыла по глубинному разлому граничат непосредственно с девонскими отложениями зеленокаменной зоны. Однако, в целом, вертикальная амплитуда перемещения по глубинному разлому не очень велика. На это указывает появление заведомо рифейско-нижнепалеозойских отложений на восточном, опущенном, крыле (район Собь-Лонготского междуречья, к югу от гипербазитового массива Рай-Из, к востоку от гипербазитового массива Сыум-Кеу и др.).

Строение Харбейского антиклинория было подробно рассмотрено выше. Антиклинорий целиком сложен образованиями доуралид. Глубинный разлом, ограничивающий с востока Харбейский антиклинорий, трассируется в Собь-Лонготском междуречье цепочкой гипербазитовых интрузий, восточнее и юго-восточнее которых выходят на поверхность габбро-диориты Войкарского зеленокаменного прогиба или образования доуралид поперечной перемычки эвгеосинклинальной зоны. К западу от гипербазитовой цепочки глубинного разлома прослеживается пояс метаморфизма регионального типа, в целом идущий параллельно цепочке гипербазитовых интрузий. Степень метаморфизма отчетливо нарастает с северо-запада на юго-восток или с запада на восток, по мере приближения к гипербазитовым интрузиям зоны глубинного разлома. Наиболее внешние части пояса сложены породами зеленосланцевой фации метаморфизма (ее кварц-альбито-мусковито-хлоритовой и кварц-альбито-биотитовой субфациями), ближе к осевой части глубинного разлома эта зона сменяется кварц-альбито-альмандиновой субфацией зеленосланцевой фации и еще ближе к глубинному разлому степень метаморфизма нарастает до фации альмандиновых амфиболитов. В непосредственной близости от гипербазитовой цепочки появляются участки, сложенные породами ставролит-кианитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов.

Несколько севернее, в пределах хр. Марун-Кеу, в породах амфиболитовой фации метаморфизма нередко появляются эклогиты и сходные с ними образования, подробно описанные Н. Г. Удовкиной (1959). По данным Н. Г. Удовкиной, образование эклогитов связано с натриевым привносом. На это же указывает частое появление глаукофановых сланцев, которые преимущественно распространены среди пород зеленосланцевой фации, а также интенсивная альбитизация (часто порфириобластовая), приуроченная к зоне метаморфизма.

По-видимому, формирование метаморфического пояса сопровождалось некоторым привносом щелочей. Гипербазитовые интрузии, трассирующие глубинный разлом, в пределах Собь-Лонготского междуречья представлены цепочкой мелких, почти вертикальных тел, вытянутых в субширотном и северо-восточном направлениях. Как правило, гипербазиты не затронуты процессами метаморфизма и, по-видимому, образовались в основном позднее, чем метаморфический пояс. Несколько южнее и севернее Собь-Лонготского междуречья с глубинным разломом связаны крупные массивы гипербазитов (Райизский, Войкаро-Сыньинский и Хадатинский массивы). Выше отмечалось, что Райизский массив, возможно, имеет лакколитообразную форму с узким линейным подводящим каналом, приуроченным к глубинному разлому. Контакты Войкаро-Сыньинского массива наблюдались в бассейне верховьев р. Лагорта. По данным Н. П. Хераскова, восточный контакт массива, согласный с вмещающими толщами, довольно круто падает на запад. Западный контакт массива, также согласный, имеет восточное падение. В. Ф. Морковкина указывает, что в северной части массива на его восточном контакте подошва гипербазитов полого погружается внутрь массива на запад, несогласно залегая на крутопадающих вмещающих породах. Таким образом, в поперечном сечении массив имеет воронкообразную форму. Н. П. Херасков, изучавший форму Хадатинского гипербазитового массива, пришел к выводу о том, что этот массив также имеет воронкообразную форму в поперечном сечении, причем его восточный контакт местами приобретает очень пологое падение (до 30°) внутрь массива.

Таким образом, геологические данные позволяют предположить, что гипербазитовые интрузии глубинного разлома построены в общем аналогично Райизскому массиву и представляют собой гигантские лакколитообразные тела с узкими подводящими каналами. Величина массива

и его конфигурация могут во многом зависеть от глубины эрозионного среза. С этой точки зрения интересно место наибольшего пережима Войкаро-Сыньинского массива в верховьях рек Кок-Пелы и Погурей. Гипербазитовый массив в этом месте имеет ширину всего в 1—2 км. В плане контакты массива согласны с вмещающими метаморфическими породами. Вмещающие породы, так же как и полосчатость в гипербазитах, имеют крутые западные падения (порядка 70—80°). По-видимому, в этом районе вскрыт подводящий канал гипербазитовой интрузии, имеющий форму крутопадающего на запад тела. Цепочка гипербазитовых интрузий, обрамляющая с юга и востока Харбейский антиклинорий в пределах Собского поперечного поднятия, возможно тоже отвечает подводящему каналу гипербазитовых интрузий, почти смытых впоследствии. Вероятнее всего, подводящий канал фиксирует осевую часть Главного Уральского глубинного разлома.

Наименее изучены геологические образования, распространенные непосредственно к востоку от гипербазитовых интрузий глубинного разлома. В большинстве случаев восточнее гипербазитов развиты такситовые амфиболиты, реже габбро-амфиболиты. В наиболее типичном выражении они встречены к востоку от массива Сыум-Кеу (западный борт Щучинского синклиория) и к востоку от Войкаро-Сыньинского массива. По данным Н. П. Хераскова и автора, восточнее Войкаро-Сыньинского массива с востока на запад, по мере приближения к гипербазитовому поясу, зеленые вулканогенные сланцы постепенно переходят в такситовые полосчатые амфиболиты и инъекционные амфиболиты с повышенным количеством основных плагиоклазов. Иногда эти породы приобретают облик мигматитов основного (амфиболо-плагиоклазового или пироксено-амфиболо-плагиоклазового) состава. В непосредственной близости к гипербазитовым интрузиям появляются отдельные зоны и линзовидные участки пироксено-плагиоклазовых пород габбрового состава и пироксено-цоизитовых пород, местами содержащих гранат. Иногда в непосредственной близости от гипербазитов породы резко обогащены кварцем, образующим небольшие линзовидные вкрапленники в габброидных породах.

В. Ф. Морковкина (1960б, 1967), изучавшая строение габбро-амфиболитов, развитых к востоку от Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива, пришла к выводу о том, что эти породы возникли в результате метаморфизма и метасоматоза, проявившихся в зоне глубинного разлома. При этом метасоматическому преобразованию, по ее мнению, подверглись вулканогенно-осадочные породы и иногда гипербазиты. Метасоматоз связан, по мнению В. Ф. Морковкиной, с плагиогранитным комплексом, широко развитым к востоку от полосы габбро-амфиболитов. Последнее утверждение противоречит геологическим данным, так как степень переработки и метасоматоза возрастает по направлению к гипербазитовому поясу и убывает на восток к плагиогранитам. По-видимому, правильнее трактовка Н. П. Хераскова, который по аналогии с Южным Уралом, связывает образование габбро-амфиболитов с процессами метаморфизма и метасоматоза, идущими в зоне глубинного разлома, без прямой зависимости от плагиогранитных интрузий.

Вероятнее всего, амфиболиты и сходные с ними породы образовались за счет метаморфизма палеозойских вулканических и интрузивных образований эвгеосинклинальной зоны (Морковкина, 1962) и частично за счет рифейско-нижнепалеозойских толщ, вошедших в состав эвгеосинклинальной зоны уралид.

Процессы метаморфизма и метасоматоза, связанные с зоной глубинного разлома, изучены недостаточно. Важно отметить, что в результате этих процессов висячем и лежащем крыльях зоны глубинных разломов в конечном счете образовались различающиеся по своему составу

породы. В поднятом (западном) крыле возникли метаморфические породы с отчетливым щелочным привкусом, а в опущенном (восточном) крыле — своеобразные инъекционно-метасоматические амфиболиты и габброидные мигматиты. К этому следует добавить, что метасоматические граниты, широко развитые в пределах поднятого (западного) крыла глубинного разлома, почти не встречаются в восточном его крыле. Связь этих гранитов с самим разломом не столь отчетлива, как метаморфический пояс, и на ее характере мы остановимся ниже.

Возраст метаморфических процессов и интрузий, связанных с глубинным разломом, устанавливается с большим трудом. Полоса метаморфизма западного, поднятого, крыла глубинного разлома, как показано выше, накладывается на сформированную структуру доуралид и, следовательно, имеет более молодой, чем рифейско-нижнепалеозойский возраст. По данным К. Г. Войновского-Кригера, грубеинская свита ордовикского возраста явно захвачена метаморфическими процессами вблизи гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (верховья рек Кок-Пела и Погурей). Ю. Е. Молдаванцев указывает, что на правобережье р. Хулги ордовикские образования интенсивно метаморфизованы и альбитизированы. Следовательно, процессы метаморфизма несомненно продолжались в послепалеозойское время. Об этом же свидетельствует абсолютный возраст метаморфических пород хр. Марун-Кеу, определенный по мусковиту (380—430 млн. лет). Значительно сложнее определить верхний возрастной предел метаморфических процессов. В базальных конгломератах нижнекаменноугольных отложений района горы Поур-Кеу (бассейн р. Собь) С. Г. Караченцев и Э. С. Соседков обнаружили гальку зеленых вулканогенных сланцев, сходных с породами няровейской свиты. Вмещающие гальку породы нижнего карбона испытали только дислокационный метаморфизм. Как отмечалось выше, по данным Ю. Е. Молдаванцева, метаморфические преобразования Харбейского антиклинория в основном древнее процессов гранитизации. Галька этих гранитов содержится в базальных конгломератах нижнекаменноугольного возраста. Вероятнее всего, процессы метаморфизма наиболее интенсивно проходили после ордовикского, но в докаменноугольное время.

Время внедрения крупных гипербазитовых интрузий глубинного разлома определить очень трудно. В большинстве случаев эти массивы не затронуты процессами интенсивного метаморфизма и щелочного метасоматоза и, следовательно, имеют более молодой возраст. Достаточно сказать, что, хотя гипербазитовые интрузии, трассирующие осевую часть зоны глубинного разлома в Собь-Лонготском междуречье, расположены среди пород амфиболитовой фации метаморфизма, они только серпентинизированы. В. А. Дедеев описал случай прорывания гипербазитами живецких отложений Шучинского синклинория. Выше отмечено, что саттелит гипербазитового массива Рай-Из имеет интрузивный контакт с нижнекаменноугольными отложениями яйюньской свиты. Учитывая эти скудные данные, можно предположить посленижнекаменноугольный возраст внедрения гипербазитовых массивов Главного глубинного разлома.

Такситовые амфиболиты и мигматиты основного состава, приуроченные к опущенному (восточному) крылу глубинного разлома, по-видимому, формировались в течение длительного времени. Нижний возрастной предел процессов, приведших к образованию такситовых амфиболитов и мигматитов основного состава, определяется тем, что они (как и метаморфизм западного крыла разлома) накладываются на уже сформировавшиеся структуры доуралид. Такие взаимоотношения Ю. Е. Молдаванцев отметил к востоку от массива Сыум-Кеу, в районе южного окончания Войкаро-Сыньинского массива и в других местах. Верхний возрастной предел определить труднее. Ордовикские отложения среднего

течения р. Хараматалоу превращены в зеленые сланцы и порфириитоиды, т. е., по-видимому, они захвачены процессами метаморфизма. В. Ф. Морковкина (1962) на основании литологических сопоставлений пришла к выводу, что такситовые амфиболиты и мигматиты основного состава частично образовались за счет силурийских вулканогенных толщ. Более молодые отложения обычно не подходят близко к поясу метаморфизма. Верхний возрастной предел процессов метаморфизма восточного крыла глубинного разлома условно определяется тем, что они не захватывают крупных гипербазитовых интрузий осевой части зоны глубинного разлома. Н. П. Херасков описал случаи, где отчетливо устанавливается более молодой, чем метасоматические преобразования, возраст ультраосновных интрузий Войкаро-Сыньинского массива и массива Сыум-Кеу. Следовательно, процессы метасоматоза и метаморфизма восточного крыла, в целом, проходили в том же возрастном интервале, что и метаморфические преобразования западного крыла глубинного разлома.

Таким образом, если говорить о последовательности основных этапов проявления процессов, связанных с глубинным разломом, то на первых этапах истории уралид (в течение нижнего и среднего палеозоя) в зоне глубинного разлома в основном происходили процессы метаморфизма и метасоматоза. При этом в поднятом и опущенном крыльях разлома эти процессы привели к образованию различных пород. Позднее, в последующее время, в зоне глубинного разлома произошло формирование гипербазитовых интрузий. Однако такая картина отвечает лишь общей направленности явлений. На самом деле в течение всей истории формирования зоны разлома отмеченные процессы повторялись многократно, часто переплетаясь. На это указывают случаи противоположных описанных выше взаимоотношений магматических и метаморфических образований зоны глубинного разлома. Правда, обратные взаимоотношения встречаются реже и обычно распространены локально. Например, в западном крыле разлома, в пределах хр. Марун-Кеу, Н. Г. Удовкина (1961) описала эклогиты, которые возникли за счет метаморфизма и щелочного метасоматоза гипербазитов. В этом случае метаморфизм относительно моложе гипербазитов. Ю. Е. Молдаванцев отмечает актинолитизацию гипербазитов в районе оз. Харт-Маню-То. В. Ф. Морковкина (1962) описала случаи фельдшпатизации и метаморфизма гипербазитов в восточном крыле зоны глубинного разлома. При этом гипербазиты превратились в своеобразные пироксено-плагиоклазовые породы. Характерно, что указанные случаи, в основном, относятся к периферическим (фланговым) частям зоны Главного разлома, вне крупных гипербазитовых интрузий его оси.

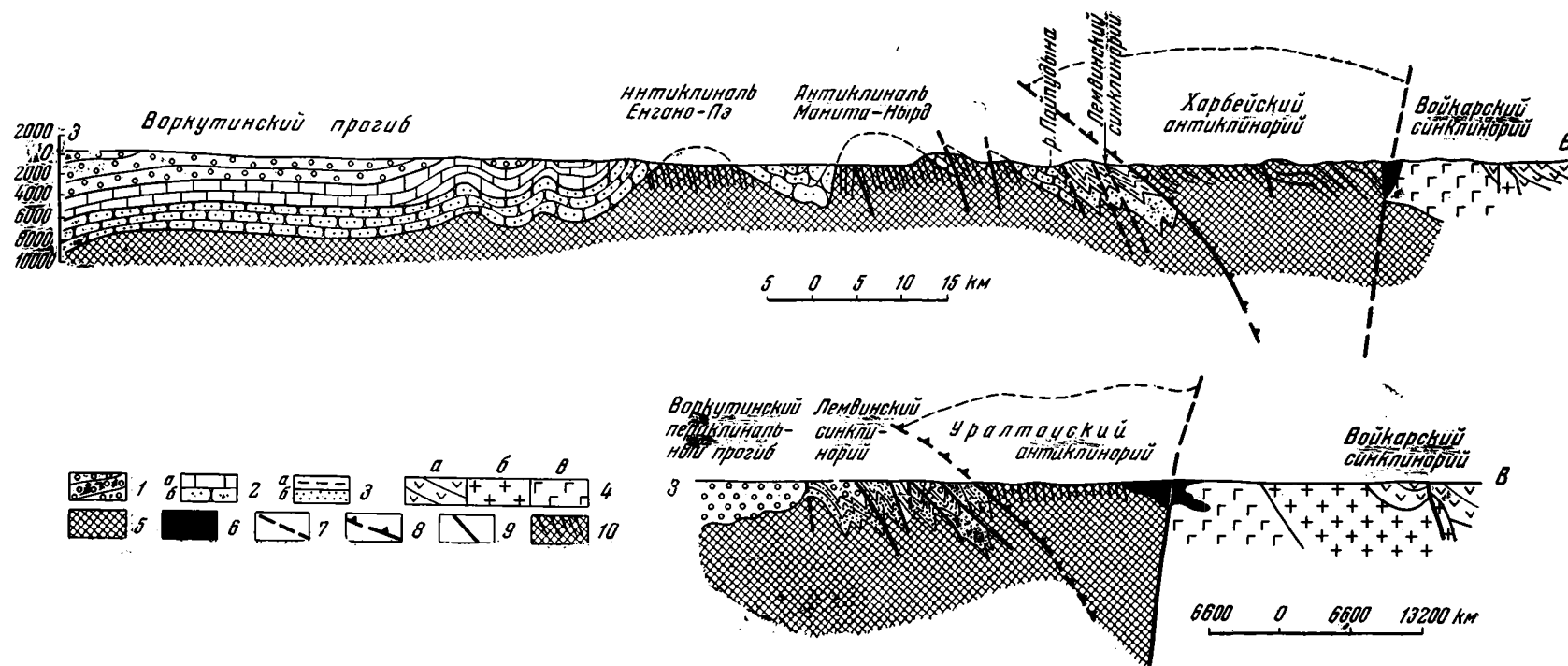
Подобные примеры можно было бы продолжить. Это, по-видимому, свидетельствует о многофазности проявления всех процессов, связанных с глубинным разломом. Однако эта многофазность не затушевывает общей направленности процессов.

Западная граница Уралтауской системы антиклинорий в северном секторе почти повсеместно представляет собой разлом или систему разломов, по которым антиклинорий приподнят относительно расположенных западнее структур миогеосинклинальной зоны. Как было показано выше, западным ограничением Харбейского антиклинория является надвиг, плоскость которого круто падает на восток. Иногда у этого надвига появляется пологий «козырек». Лишь в том месте, где разлом имеет широтное простираие, он приобретает характер крутого сброса. Значительно меньше данных о строении западной границы антиклинория в более южной части, на широте Лемвинского синклинория. По данным К. Г. Войновского-Кригера и нашим наблюдениям, эта граница почти везде проходит по разлому. Разлом имеет северо-восточное простираие и сопровождается серией более мелких оперяющих разломов почти

долготного простираия. Породы поднятого (восточного) и опущенного (западного) крыла круто ($60-80^\circ$) наклонены на восток. Судя по некоторому отвороту линии разлома на восток, при пересечении глубокой долины р. Кок-Пелы, можно предположить, что плоскость разлома имеет крутое восточное падение и разлом представляет собой крутой надвиг. К югу от бассейна р. Кок-Пелы разлом не прослежен, но, по-видимому, он проходит далеко на юг и в пределах Кожимского поперечного поднятия сливается с Главным Уральским глубинным разломом. К северу от Собского поперечного поднятия строение западного ограничения Харбейского антиклинория практически не изучено. По данным Ю. Б. Евдокимова, в этих районах антиклинорий обычно отделен разломами от более молодых толщ миогеосинклинальной зоны. Однако строение западной границы антиклинория здесь более сложное. Рифейско-нижнепалеозойские отложения образуют несколько прерывистых полос, разделенных более молодыми образованиями, границы этих полос в плане очень извилисты. По-видимому, в этом районе западное ограничение антиклинория сопровождается системой надвигов, причем не исключено появление незначительных шарьяжей.

Разломы западного ограничения Уралтауской системы антиклинориев имеют в основном восточное падение, в то время, как глубинный разлом восточного ограничения в основном имеет крутое западное падение. Таким образом, антиклинорий в поперечном сечении представляет собой как бы гигантский тектонический клин, приподнятый относительно эв-и миогеосинклинальной зон (фиг. 42). Возможно, что на глубине разломы западного ограничения сливаются с Главным глубинным разломом, являясь, по существу, громадными разломами оперения по отношению к Главному глубинному разлому. На это косвенно указывает соединение западного разлома с Главным разломом в районе резко приподнятого Кожимского поперечного поднятия (где мы, возможно, имеем наиболее глубокий эрозионный срез), а также появление небольших гипербазитовых массивов вдоль надвига западного ограничения Харбейского антиклинория и его аналогов. Глубинный разлом несомненно являлся главным подводящим каналом гипербазитов, но если он на глубине соединяется с разломами западного ограничения, то вполне естественно, что часть ультраосновной магмы могла использовать эту оперяющую систему.

Поперечные поднятия севера Урала отчетливо выражены в пределах Уралтауской системы антиклинориев. Наиболее типичное из них — Собское поперечное поднятие было подробно описано выше. Собскому поднятию отвечает южная часть Харбейского антиклинория (район Собь-Лонготского междуречья). Харбейский антиклинорий в этой части значительно приподнят и достигает в ширину 40—50 км. Северному и южному ограничению приподнятой части антиклинория соответствуют Лонготюганская и Собская субширотные антиклинали. В пределах южного ограничения поперечного поднятия Главный Уральский глубинный разлом резко меняет свое долготное простираие на широтное и проходит вдоль южного, крутого крыла Собской антиклинали. Пояс метаморфизма, связанный с разломом, здесь резко расширяется, образуя своеобразный «залив» северо-западного простираия. Непосредственно к югу от Собского поднятия глубинный разлом представляет собой сложную зону расколов разных простираий (в основном субширотных и субмеридиональных), подставляющих друг друга. Это видно по тому, как отворачивает на восток Войкаро-Синьинский гипербазитовый массив, приобретая почти широтное простираие в своей северной части. В бассейне р. Хараматалоу он сочленяется с крупным меридиональным разломом, установленным Н. П. Херасковым. Разлом пересекает Войкарский зеленокаменный прогиб и проходит далее вдоль западного



Фиг. 42. Схематические геологические разрезы через Полярный Урал

1 — отложения периклиналильного прогиба (С₃-Т); 2 — отложения зоны краевых и внутренних поднятий: а — среднедевонско-каменноугольного возраста, б — ордовикско-нижнедевонского возраста; 3 — отложения сланцевых синклинириев: а — девонско-каменноугольного возраста, б — ордовикско-силурийского возраста; 4 — образования эвгеосинклиналильной зоны: а — силурийские и девонские отложения, б — плагиограниты, в — амфиболиты и габбро-амфиболиты; 5 — образования комплекса доуралаид; 6 — гипербазиты; 7 — разломы; 8 — надвиг западного ограничения Харбейского антиклинария и его аналоги; 9 — Главный Уральский глубинный разлом; 10 — внутренняя структура доуралаид

борта гипербазитового массива Рай-Из. С востока к нему причленяется широтный отрезок глубинного разлома, идущего вдоль южного ограничения Харбейского антиклинория. Н. П. Херасков считает, что треугольная форма гипербазитового массива Рай-Из связана с его положением между двумя почти перпендикулярно сочленяющимися разломами зоны Главного Уральского глубинного разлома. Долготный разлом, ограничивающий Харбейский антиклинорий с запада, в пределах южного края поперечного поднятия резко отворачивает на запад, имея в верховьях р. Собь широтное простираание. Несколько южнее он приобретает северо-северо-восточное направление. Таким образом, южное ограничение Собского поперечного поднятия в пределах Харбейского антиклинория сопровождается, в целом, сложным, коленообразным, изгибом обрамляющих антиклинорий разломов. Само южное ограничение поднятия выражено широтной Собской антиклиналью.

Северное ограничение поперечного поднятия, которому соответствует Лонготюганская широтная антиклиналь, не вызывает существенных изменений в строении разломов, обрамляющих антиклинорий с востока и с запада. Правда, в этом месте в зоне глубинного разлома появляется широтно ориентированный гипербазитовый массив (Херче-Рузь), а надвиг западного ограничения несколько смещается на запад. Судя по конфигурации Харбейского антиклинория в плане, северное погружение Собского поперечного поднятия более плавное, чем его резкое южное ограничение.

К северу от Собского поднятия, в бассейне р. Хуута, по-видимому, существует еще одно поперечное поднятие Харбейского антиклинория. Глубинный разлом и связанный с ним пояс метаморфизованных пород севернее гипербазитового массива Сыум-Кеу отворачивает на восток, огибая в виде подковы западное и северное крылья Щучьинского синклинория и намечая тем самым возможное поперечное поднятие Харбейского антиклинория.

Однако строение этой части Полярного Урала изучено очень слабо. В частности, не решен до конца вопрос об отделении рифейско-нижнепалеозойских отложений от более молодых образований. Так называемая «хуутинская» свита, по мнению одних исследователей, имеет доордовикский возраст (Ю. Б. Евдокимов, Н. И. Попович; Иванова, 1956 и др.), а по мнению других (Белоусов и др., 1958), в состав этой свиты вошли как доордовикские, так и залегающие на них несогласно более молодые образования (орангская свита, по А. В. Цымбалюку). Проведенная на тектонической карте (см. фиг. 39) граница уралид и доуралид для этой части Урала носит условный характер. Несмотря на это, приведенные выше соображения позволяют предполагать существование к югу от р. Хуута крупного поперечного поднятия Харбейского антиклинория. Выше указывалось на наличие крупной поперечной антиклинали, типа Лонготюганской, в доуралидах бассейна р. Хуута. Эта антиклиналь, по-видимому, ограничивает с севера рассматриваемое поперечное поднятие. К югу от Собского поперечного поднятия Уралтауская система выражена в виде узкого антиклинория северо-восточного простираания. С обеих сторон антиклинорий обрамлен разломами (см. фиг. 42).

В южном секторе, к югу от Кожимского поперечного поднятия, антиклинорий Уралтауской системы сливается с краевым поднятием в единый крупный антиклинорий (Вогульско-Уралтауский), почти целиком сложенный образованиями доуралид. Ордовикские отложения образуют небольшие синклинали, обычно сопровождаемые разломами. Вогульско-Уралтауский антиклинорий имеет выдержанное меридиональное простираание. От эвгеосинклинальной зоны его отделяет Главный Уральский глубинный разлом, по которому рифейско-нижнепалеозойские отложе-

ния доуралид контактируют с силурийскими отложениями Тагильского зеленокаменного синклинория.

Некоторые исследователи (Львов, 1957; С. Н. Волков; и др.) относят к ордовикским образованиям отложения, распространенные к западу от глубинного разлома (сарахапнерская свита К. А. Львова), другие (В. Н. Малашевский) сравнивают их с хобейнской и другими свитами доуралид. Последнее представляется более правильным, особенно если учесть, что в непосредственной близости от этих метаморфизованных вулканогенных и алевроито-сланцевых отложений выходят кварцитопесчаники тельпозской свиты ордовикского возраста. Никаких следов фациального перехода между этими литологически разными комплексами не отмечается.

Строение глубинного разлома южного сектора не изучалось, поэтому ниже будут приведены только основные черты, отличающие его от глубинного разлома северного сектора: глубинный разлом южного сектора характеризуется выдержанным долготным простиранием, без каких бы то ни было существенных отклонений; зона разлома сравнительно узкая, практически единая; вертикальная амплитуда перемещения по этому разлому больше, чем по разлому северного сектора. На это указывает отсутствие выходов доуралид в восточном (опущенном) крыле разлома.

В зоне глубинного разлома слабо развиты интрузии гипербазитов. Мелкие линзовидные тела гипербазитов Салатимского пояса, встречающиеся в этой зоне, не идут ни в какое сравнение с мощными гипербазитовыми поясами северного сектора. Непосредственно с востока глубинный разлом обрамлен поясом габброидных интрузий, относящихся к Северо-Уральской габбро-перидотитовой формации. В северном секторе, по данным Ю. Е. Молдаванцева, аналоги габбро-перидотитовой формации развиты очень слабо (интрузии Масловского комплекса в среднем течении р. Лонготъеган).

Пояс метаморфизма регионального типа, столь характерный для поднятого крыла глубинного разлома северного сектора, в южном секторе почти отсутствует. Обычно здесь отмечаются лишь зоны динамометаморфизма, выразившиеся в интенсивном рассланцевании пород.

Процессы, приведшие к образованию такситовых амфиболитов и основных мигматитов, развитых по восточному, опущенному крылу разлома в северном секторе, в южном секторе проявляются очень локально, хотя и достаточно интенсивно. В частности, такие образования описаны В. Ф. Морковкиной по р. Шокурья (Морковкина, 1955) и по р. Турупья (западная окраина массива Хорасюр). К этому же типу относятся породы в районе Кытлымского массива (Ефимов, 1961), Качканарского массива (Решитько, 1959а, б) и др. По-видимому, не вызывает сомнения, что северный и южный секторы зоны Главного Уральского глубинного разлома имеют существенные различия.

В настоящее время нет определенных данных, позволяющих разделить антиклинорий Уралтауской системы от антиклинория зоны краевых поднятий. Западнее глубинного разлома многими геологами отмечается крупный разлом, идущий параллельно глубинному разлому (см. фиг. 39). Не исключено, что он аналогичен разломам западного ограничения Уралтауской системы антиклинориев северного сектора. В этом случае собственно Уралтауской системе отвечает узкая полоса рифейско-нижнепалеозойских отложений, расположенная между глубинным разломом и разломом, отмеченным выше. Рифейско-нижнепалеозойские отложения, развитые западнее, соответственно войдут в систему краевых поднятий. Характерно, что ордовикские отложения в фациях, типичных для краевых и внутренних поднятий, появляются только к западу от указанного разлома.

В пределах Кожимского поперечного поднятия меридиональные структуры южного сектора сменяются северо-восточными структурами северного сектора. При этом основные структурные элементы (глубинный разлом, разлом западного ограничения Уралтауской системы антиклинориев) теряют свою четкую выраженность. В месте изменения простираний единый глубинный разлом южного сектора разделяется на серию коротких разломов, кулисообразно подставляющих друг друга. Каждый более северный разлом несколько больше отклоняется к востоку. Как показали исследования Ю. Е. Молдаванцева, эти разломы приобретают характерные черты глубинного разлома северного сектора (вдоль них появляются зоны метаморфизма и щелочного метасоматоза, гипербазитовые интрузии и т. д.). Характерно, что в отличие от глубинного разлома северного сектора, процессы метаморфизма и щелочного метасоматоза проявляются одинаково интенсивно с обеих сторон от гипербазитовых интрузий, трассирующих разломы, и вдоль этих разломов почти не развиты такситовые амфиболиты и основные мигматиты. По существу, в этой зоне нельзя говорить о едином разломе. Здесь наблюдается очень сложная система крупных разломов.

При описании строения зоны Главного глубинного разлома были отмечены проявления магматизма и метаморфизма, тесно с ним связанные. Помимо них в пределах Уралтауской системы антиклинориев широко распространены тела гранитоидов. Более подробно эти образования были рассмотрены выше. Сейчас недостаточно данных для того, чтобы говорить о структурных закономерностях в размещении гранитоидов, однако некоторые связи намечаются. Гранитные массивы и зоны метасоматической гранитизации в основном приурочены к областям крупных поперечных воздыманий Уралтауской системы антиклинориев. Харбейский антиклинорий, в целом, приподнят значительно больше, чем антиклинорий, продолжающий его к югу. Собское поперечное поднятие представляет собой структуру второго порядка по отношению к этой зоне воздымания. Также точно Кожимское поперечное поднятие резко приподнято по отношению к более северным и более южным структурам. Гранитоиды развиты почти исключительно в этих двух зонах поперечных воздыманий. В пределах Харбейского антиклинория гранитоиды приурочены к крупным шовным зонам, его осложняющим. Как видно из карты (см. фиг. 2), гранитоиды в основном связаны с Собской и Лонготюганской поперечными антиклиналями. К северу от Лонготюганской антиклинали гранитоиды развиты в пределах широкой полосы вдоль зоны глубинного разлома. В меньшей степени зоны метасоматических гранитов прослеживаются вдоль разлома западного ограничения Харбейского антиклинория. Характерно, что количество гранитоидов в поперечных антиклиналях, ограничивающих Собское поперечное поднятие с севера и с юга, заметно увеличивается по мере приближения к глубинному разлому и к разлому западного ограничения Харбейского антиклинория.

В Кожимском поднятии также очень широко распространены массивы гранитоидов. По данным Ю. Е. Молдаванцева, они в общем сходны с гранитами Харбейского антиклинория. Основную роль в размещении гранитов, по-видимому, играют крупные тектонические швы. Выше отмечалось, что глубинный разлом в этой зоне распадается на серию частных разломов. Гранитные тела концентрируются в основном вдоль этих разломов. Приведенные структурные закономерности размещения гранитов, разумеется, носят очень общий характер, но, к сожалению, мы не располагаем материалом, который позволил бы дать более конкретную схему. Помимо метасоматических гранитов южнее Кожимского поднятия в Вогульско-Уралтауском антиклинории распространены крупные гранитные массивы батолитового типа (Фишман, 1960; Голдин,

1964). Тектонические и возрастные соотношения этих гранитов с описанными выше неясны.

Наиболее сложным представляется вопрос о возрасте гранитов Уралтауской системы. Многие исследователи (К. А. Львов, Н. А. Сири́н, Т. К. Кожина и др.) придерживаются мнения о доордовикском возрасте этих образований. На это указывают находки гальки гранитов в основании ордовикских отложений Кожимского поднятия, а также данные абсолютного возраста, дающие для некоторых гранитов цифры 500—525 млн. лет (Фишман, 1963). Косвенно на это указывает согласное залегание гранитов в рифейско-нижнепалеозойских отложениях. Наряду с этим имеются и противоположные данные. М. В. Фишман (1963) и В. В. Меннер описали случаи прорывания ордовикских отложений гранодиоритами в Кожимском поднятии. Многие гранитоиды Харбейского антиклинория, по данным Ю. Е. Молдаванцева, не затронуты метаморфическими преобразованиями зоны глубинного разлома и, следовательно, имеют более молодой возраст. Наиболее правильной представляется точка зрения М. В. Фишмана и Ю. Е. Молдаванцева о многофазности гранитообразования, происходившего в течение длительного промежутка времени. Как отмечалось выше, галька гранитов в обилии содержится в базальных конгломератах каменноугольных отложений. Однако Ю. Е. Молдаванцев допускает возможность гранитообразования и в послеканноугольное время. К таким гранитам он относит порфиробластические гранито-гнейсы хр. Марун-Кей. Однако основная масса гранитоидов, по мнению Ю. Е. Молдаванцева, имеет среднепалеозойский (докаменноугольный) возраст. Помимо гранитоидов, в пределах Уралтауской системы антиклинория широко развиты гипабиссальные диабазы, габбро-диабазы и иногда отмечаются небольшие массивы габбро и габбро-диоритов. Структурное положение их неясно.

Приведенные выше данные позволяют наметить в общем виде последовательность процессов, связанных с глубинным разломом, применительно к северному сектору рассматриваемой территории. Глубинный разлом, разделяющий эв- и миогеосинклинальную зоны уралид, заложился в верхах кембрия — низах ордовика. Местами он, несомненно, наследовал крупные швы доуралид, а местами, видимо, был новообразованным. К таким новообразованным отрезкам относится участок глубинного разлома Собь-Лонготского междуречья. Глубинный разлом в этом месте почти под прямым углом срезает Ханмейскую синклинальную зону, оказываясь резко наложенным по отношению к структурам доуралид. Примером наследования от более древних структур, возможно, является меридиональный отрезок разлома, ограничивающего с востока метаморфический комплекс хр. Марун-Кей. По данным Н. Г. Удовкиной, процессы метаморфизма, связанные с глубинным разломом в этой его части, начались в кембрийское время, т. е. еще в период формирования структурного комплекса доуралид. Однако выделить новообразованные и унаследованные участки на всем протяжении зоны Главного разлома не представляется возможным.

На начальной стадии своего развития Главный глубинный разлом, по-видимому, представлял собой широкую зону динамической активности, в пределах которой интенсивно проходили процессы метаморфизма и метасоматоза. В западной и восточной частях зоны эти процессы шли по-разному, что привело к существенному различию конечных продуктов метаморфизма в поднятом и опущенном крыльях. Процессы метаморфизма поднятого крыла завершились формированием метасоматических гранитов. Образование последних происходило в определенных «структурных ловушках», которыми явились крупные поперечные воздымания.

В среднем палеозое зона глубинного разлома дифференцируется и движение локализуется в более узких зонах. Процесс локализации движений, возможно, сопровождался проникновением разломов в глубь земной коры и привел к единому или нескольким узким разломам. В каменноугольное время по ним произошло внедрение гипербазитов. Разумеется, нарисованная схема отвечает лишь общей направленности процесса образования глубинного разлома.

Зона сланцевых синклиналий и краевых и внутренних поднятий

Выделение двух основных типов структур миегеосинклиналий зоны севера Урала было впервые проведено К. Г. Войновским-Кригером (1945). Образования, отвечающие сланцевым синклиналиям, были им выделены под названием Лемвинской структурно-фациальной зоны и ее аналогов, в противовес Елецкой структурно-фациальной зоне, отвечающей в нашем понимании краевым и внутренним поднятиям. К. Г. Войновский-Кригер считал, что образования Лемвинской зоны представляют собой крупный останец тектонического покрова, лежащий на образованиях Елецкой зоны. М. Е. Раабен (1959), анализируя строение северной части Кожимского поперечного поднятия, пришла к выводу о фациальном переходе между этими двумя структурно-фациальными комплексами. Н. П. Херасков придал этим комплексам тектоническое содержание (сланцевые синклиналии, краевые и внутренние поднятия).

В южном секторе образования уралид сохранились в основном по западному крылу Вогульско-Уралтауского антиклинария и в его северной периклинальной части. В северном секторе (к северу от Кожимского поднятия) выделяется крупный Лемвинский сланцевый синклиналий, вытянутый в северо-восточном направлении. Севернее Лемвинского синклиналия расположена система внутренних поднятий, в которую входят антиклинальные структуры Енгано-Пэ, Манита-Нырда (Собское поперечное поднятие) и Оче-Нырда. Узкий сланцевый синклиналий отделяет их с востока от Харбейского антиклинария. В самой северной части Урала, к северу от отмеченных внутренних поднятий, намечается крупный сланцевый синклиналий, к сожалению очень плохо изученный. Западнее этого синклиналия, в зоне стыка Пайхойского антиклинария с Уралом, выделяется Едунейское внутреннее поднятие. Пайхойский антиклиналий по характеру отложений отвечает скорее всего Лемвинской структурно-фациальной зоне. Только его юго-западное крыло по формациям может быть отнесено к системе краевых поднятий.

Лемвинский синклиналий представляет собой наиболее типичный сланцевый синклиналий. Строение этого синклиналия было впервые подробно изучено К. Г. Войновским-Кригером (1945, 1955, 1956а, б, 1960а, б, в) и позднее К. П. Евсеевым (1960), В. Н. Гессе (1961, 1962), А. Д. Миклухо-Маклаем и К. А. Львовым (1960) и др. Выше, в главе III, изложены основные данные по стратиграфии северной части синклиналия.

Ордовикские отложения ложатся с резким угловым несогласием на подстилающие рифейско-нижнепалеозойские отложения (фиг. 43). В основании появляются линзы базальных конгломератов. Формационный ряд северных частей Лемвинского синклиналия начинается своеобразной пестроцветной филлитовой формацией (грубеинская свита, по К. Г. Войновскому-Кригеру, 1960в). Эта формация почти исключительно сложена лиловыми, малиновыми и зелеными филлитовидными сланцами, иногда содержащими прослои и пачки зеленых кварцевых алевролитов. В основании формации появляются линзы конгломератов, состоящих, по-

мимо кварцевой гальки, из обломков рифейско-нижнепалеозойских вулканогенных пород. По данным К. Г. Войновского-Кригера, в более южных частях синклинория среди пород этой формации иногда появляются линзы внутриформационных конгломератов, состоящих из обломков кварца, кварцита, порфиритов и фельзитов. Мощность пестроцветной филлитовой формации оценить очень трудно. В тех местах, где она сложена исключительно глинистыми сланцами и филлитами, ее мощность вряд ли превышает несколько сотен метров. В тех местах, где в составе формации появляются крупные линзы алевролитов, ее мощность, видимо, резко возрастает. Судя по отдельным находкам фауны, ее возраст определяется как ордовикский (возможно, нижний и средний ордовик). Пестроцветная формация развита вдоль восточного борта северной части синклинория (фиг. 44). В западном борту синклинория (бассейн р. Хароты) ей отвечает (по крайней мере в верхней части) известняково-песчано-сланцевая формация среднего и верхнего ордовика (качамыльская свита К. Г. Войновского-Кригера). Эта формация представляет собой тонкое переслаивание известняков, иногда петельчатых, серых глинистых сланцев, серых и зеленовато-серых кварцевых алевролитов и мелкозернистых песчаников. В известняках К. Г. Войновским-Кригером и К. П. Евсеевым собрана многочисленная фауна среднего и верхнего ордовика. Мощность формации достигает нескольких сотен метров.

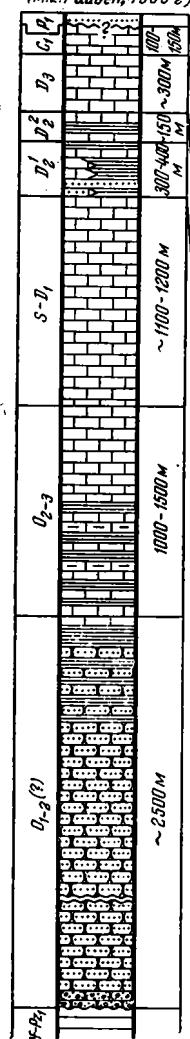
Южнее, в средней части синклинория по его восточному борту, появляется своеобразная осадочно-вулканогенная формация (копельская и молюдвожская свиты К. Г. Войновского-Кригера), сложенная основными эффузивами (диабазы, диабазовые порфириты и их туфы) и кислыми эффузивами (кварцевые кератофиры и их туфы), переслаивающимися с зелеными вулканогенными сланцами, алевролитами и глинистыми сланцами. По мнению К. Г. Войновского-Кригера, эта вулканогенно-осадочная формация образует мощные (до многих сотен метров) линзы среди пород грубейшей свиты (пестроцветная филлитовая формация), причем одна из этих крупных линз (площадь распространения копельской свиты) приурочена к нижней части разреза ордовикских образований, а другая (молюдвожская свита) — к верхам ордовикских отложений (фиг. 45).

В последние годы появились данные, оспаривающие ордовикский возраст вулканогенных толщ. В. Н. Гессе (1962) относит все указанные образования вместе с частью пестроцветной филлитовой формации к доордовикским отложениям. Этой же точки зрения придерживается К. П. Евсеев (1960). С другой стороны, А. Д. Миклухо-Маклай и А. В. Цымбалюк приводят данные, подтверждающие представления К. Г. Войновского-Кригера. Разница в трактовках связана с различным пониманием характера конгломератов, содержащихся в этих отложениях. В. Н. Гессе придает им значение базальных горизонтов, а А. Д. Миклухо-Маклай рассматривает их как внутриформационные, А. В. Цымбалюк, изучавший образования копельской свиты в южной части синклинория, пришел к выводу об их ордовикском возрасте. Вопрос, несомненно, остается дискуссионным, но нам кажется более правильной первоначальная точка зрения К. Г. Войновского-Кригера об ордовикском возрасте вулканогенных образований. В средней части синклинория, в его западном крыле (бассейны рек Паги и Хароты), развита та же известняково-песчано-сланцевая формация, что на севере синклинория. Интересно, что в ее основании появляются своеобразные глауконитовые песчаники и алевролиты с фауной низов ордовика (пагатинская свита, Евсеев, 1960).

Силурийские (а местами и верхнеордовикские) отложения Лемвинского синклинория представлены однообразной известняково-глинисто-

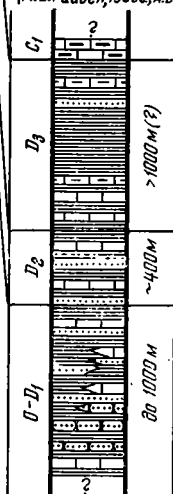
сланцевой формацией (харотская свита К. Г. Войновского-Кригера). Формация сложена лиловыми, серыми, зелеными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, черными углистыми сланцами, тонкослоистыми глинистыми известняками (часто петельчатыми), многократно и часто переслаивающимися между собой. Породы содержат многочисленную фауну граптолитов силурийского возраста (Корень, 1961). Однако, как отмечалось выше (см. главу III), местами низы этой формации возможно имеют ордовикский возраст, а верхи ее могут быть девонскими. Мощность формации, видимо, не превышает первых сотен метров.

Кожимское поднятие
басс. р. Кожим
(М.Е. Рабен, 1959 г.)

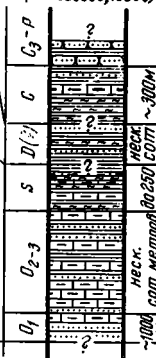


Лемвинский синклинорий

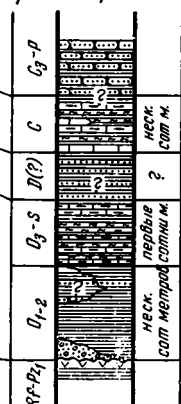
Верховья
рек Лемвы и Тисва-Нз
(М.Е. Рабен, 1959 г.; А.В. Хабаров)



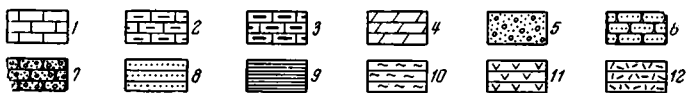
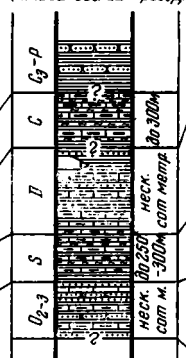
Басс. рек Паги
и Харуты
(К.П. Едсвед, 1980 г.)



Басс. верховьев
рек Елец и Яй-Ю



Басс. р. Хароты
(К.Г. Войновский-Кригер, 1948)



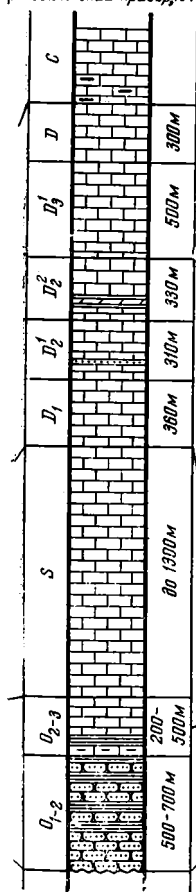
Фиг. 43. Схема сопоставления разрезов

1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — известняки с кремниевыми конкрециями и кремнялькой; 4 — алевролиты; 5 — глинистые сланцы; 6 — кремнистые сланцы; 7 — основные эффузивы; 8 — глинистые сланцы; 9 — кремнистые сланцы; 10 — основные эффузивы; 11 — основные эффузивы; 12 — основные эффузивы.

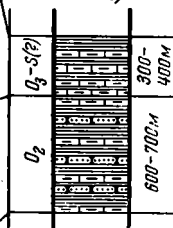
Наиболее сложен вопрос о девонских отложениях Лемвинского синклинория. Фаунистически обоснованные девонские отложения известны в переходных зонах от Лемвинского синклинория к внутренним поднятиям. Выше были рассмотрены породы лекелецкой свиты в бассейнах рек Харота и Елец. Эта свита, сложенная глинистыми сланцами, переслаивающимися с известняками, занимает промежуточное положение между глинисто-сланцевыми формациями Лемвинского синклинория и карбонатными отложениями Собского поднятия.

Внутри самого синклинория более или менее достоверные отложения известны только на западном борту Лемвинского синклинория в бассейне р. Паги, где К. Г. Войновским-Кригером описаны кварцевые алевролиты и мелкозернистые кварцевые песчаники, переслаивающиеся с глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами (пагинская свита). В песчаниках и сланцах К. Г. Войновским-Кригером обнаружены остатки флоры,

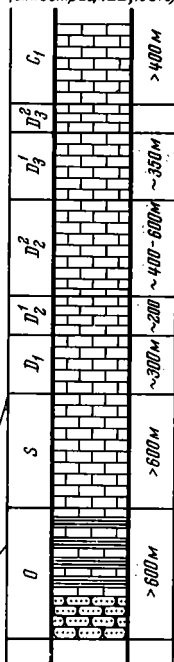
Поларноуральская зона
поперечных воздыманий
Собское поднятие
басс. р. Елец
(К. Г. Войновский-Кригер, 1943)



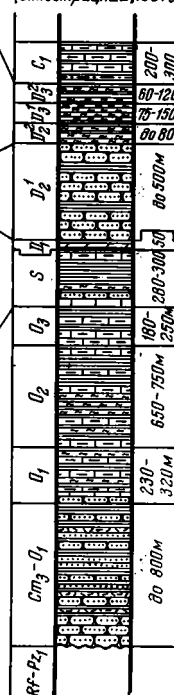
басс. р. Исореи-Яза
(Б. Я. Осадчев, Я. М. Иванова,
1952 г.)



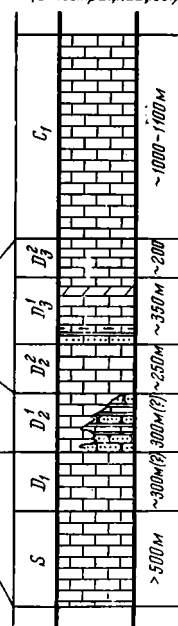
Едунейская
бразантиклиналь
р-н г. Едуней
(В. Н. Устрицкий, 1961 г.)



Пайхойский
антиклинорий
хр. Пай-Хой
(В. Н. Устрицкий, 1961 г.)

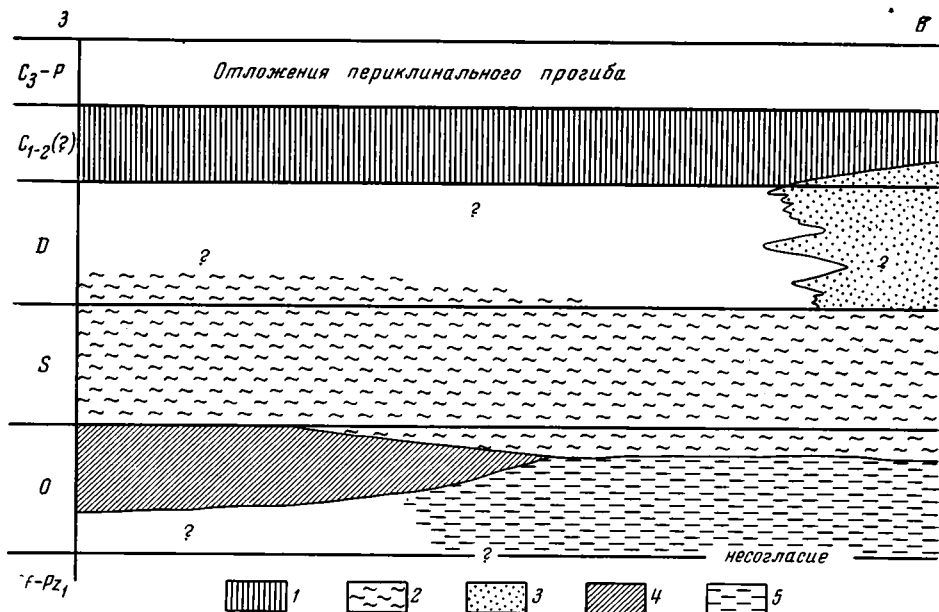


Юго-западный Пай-Хой
(В. Н. Устрицкий, 1961 г.)



уралид мигреосинклинальной зоны

чистые известняки; 4 — мергели; 5 — конгломераты; 6 — песчаники; 7 — песчаники с рассеянной зивы и их туфы; 12 — кислые эффузивы (альбитофиры и кварцевые альбитофиры)



Фиг. 44. Схема соотношения формаций в северной части Лемвинского синклиория
 1 — глинисто-кремнисто-известняковая формация; 2 — известняково-глинисто-сланцевая формация; 3 — верхнесобский комплекс; 4 — известняково-песчано-сланцевая формация; 5 — пестроцветная филлитовая формация

свидетельствующие, по мнению А. Н. Криштафовича, о девонском или нижнекаменноугольном возрасте вмещающих толщ. Однако, как показал К. Г. Войновский-Кригер, рядом выходят заведомо нижнекаменноугольные отложения, отличные по своей литологии от образований пагинской свиты. Это заставляет считать пагинскую свиту девонской (возможно, верхнедевонской).

Отсутствие фаунистически охарактеризованных девонских отложений на большей части территории синклиория К. Г. Войновским-Кригером объясняется крупным предкаменноугольным размывом. Однако несогласное залегание нижнекаменноугольных отложений на подстилающих породах нельзя считать доказанным. Если, как это считает К. Г. Войновский-Кригер, такое несогласие имеется в западном борту синклиория, то во внутренних частях синклиория оно маловероятно. В частности, как отмечалось (см. главу III), в бассейне р. Собь нижнекаменноугольные отложения яйюньской свиты вниз по разрезу и по простиранию постепенно сменяются алевролитами и сланцами верхнесобского комплекса. Как видно из приведенных данных, вопрос о строении девонских отложений Лемвинского синклиория является одним из наименее ясных вопросов стратиграфии этой структуры.

Каменноугольные отложения Лемвинского синклиория, в основном по его западному борту и в осевых частях, представлены темноцветной глинисто-кремнисто-известняковой формацией, представляющей собой переслаивание темных, часто битуминозных, известняков с темными глинистыми и кремнистыми сланцами. Известняки обычно содержат черные кремнистые конкреции. В наиболее типичном виде эта формация представлена воргашорской свитой нижнекаменноугольного возраста, развитой в западной части синклиория. Мощность формации не превышает 300—400 м. По направлению на восток и юго-восток, внутрь синклиория, количество известняков в составе формации заметно убывает и глини-

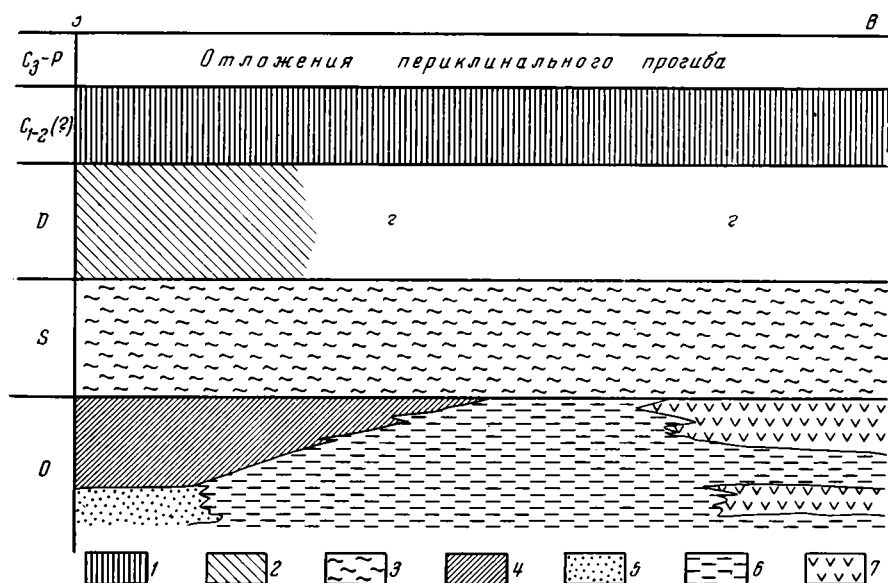
стые и кремнистые сланцы становятся преобладающими членами парагенеза (яйюньская свита). Одновременно, по-видимому, возрастает мощность отложений.

В бассейне р. Сось глинисто-кремнисто-известняковая формация перекрывается и частично фациально замещается мощной толщей граувачковых песчаников и аспидных сланцев (райизская свита) каменноугольного возраста. Эта свита возможно заслуживает выделения в самостоятельную формацию, однако она распространена практически только в бассейне р. Сось.

Каменноугольные отложения Лемвинского синклинория перекрываются песчано-сланцевыми отложениями верхов карбона и перми, относящимися к верхнему структурному этажу уралид (отложения периклинального прогиба).

Как видно из приведенного краткого описания, формационный ряд синклинория представлен в основном тонкообломочными глинисто-сланцевыми формациями. Глинистые известняки образуют тонкие прослои среди сланцев. Массивные рифогенные известняки отсутствуют. Для многих пород характерна битуминозность. Отмечается некоторое увеличение количества известняков и алевролитов в западном крыле синклинория (особенно для ордовикских отложений). Здесь же появляются прослои кварцевых песчаников. Мощность всех отложений нижнего структурного этажа уралид в Лемвинском синклинории немногим превышает 1000 м.

Характер дислокаций Лемвинского синклинория изучен очень плохо. Породы разного возраста образуют полосы, вытянутые в северо-восточном направлении. Породы почти во всех случаях падают на восток под углами 40—70°. Обычно не удается откартировать какие-либо складки с нормальными периклиналями или центроклиналями. По-видимому, в основном Лемвинский синклинорий представляет собой сложную систему



Фиг. 45. Схема соотношения формаций в средней части Лемвинского синклинория

1 — глинисто-кремнисто-известняковая формация; 2 — песчано-глинисто-сланцевые отложения р. Паги; 3 — известняково-глинисто-сланцевая формация; 4 — известняково-песчано-сланцевая формация; 5 — глауконитовые песчаники пагатинской свиты; 6 — пестроцветная филлитовая формация; 7 — вулканогенно-осадочная формация

чешуй, падающих на восток и разделенных разломами, параллельными падению пластов. Несмотря на такую сложную внутреннюю структуру, общая синклиналиная форма устанавливается довольно отчетливо. В ядре синклинория выходят пермские и верхнекаменноугольные отложения. Нижнекаменноугольные отложения развиты спорадически и образуют, по-видимому, ряд чешуй, зажатых между более древними породами. К. Г. Войновский-Кригер (1945) в целом правильно охарактеризовал чешуйчатую внутреннюю структуру синклинория. Однако он несомненно преувеличивал значение пологих надвигов и шарьяжей.

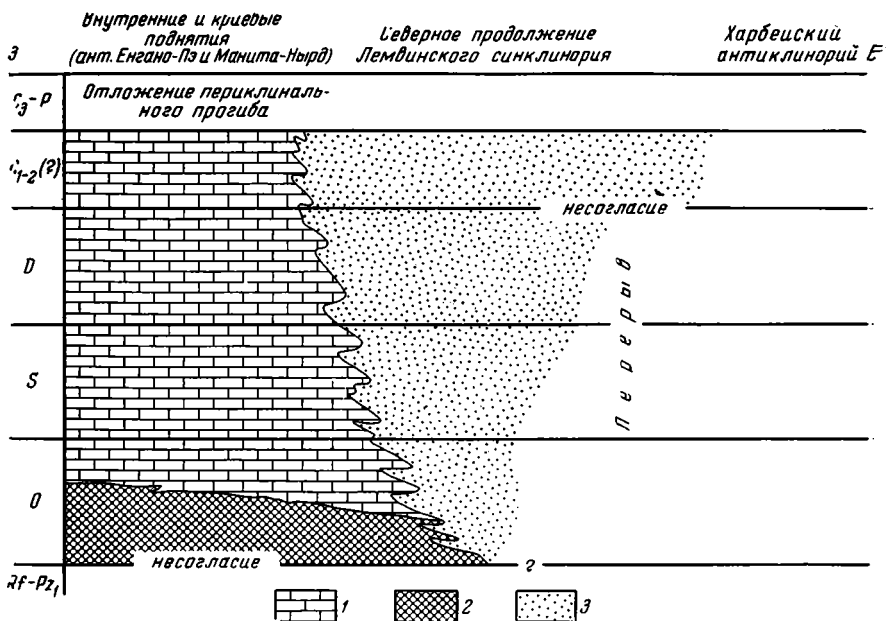
Образования системы краевых и внутренних поднятий, ограничивающих с севера Лемвинский синклинорий, были разобраны в главе III. Стратиграфия палеозойских отложений в этой зоне была изучена К. Г. Войновским-Кригером (1945 и др.), Ю. Б. Евдокимовым (1959, 1961), М. Е. Раабен (1959), Г. П. Софроновым (1956), М. Н. Пархановым (1956) и др.

Ордовикские отложения с резким угловым и азимутальным несогласием залегают на рифейско-нижнепалеозойских толщах доуралид. В основании разреза выделяется необычайно характерная кварцито-песчанниковая формация, отвечающая тельпозской и хыдейской свитам Ю. Б. Евдокимова (1959, 1961), обеизской и малопайпудынской свитам М. Е. Раабен (1959) и т. д. Эта формация сложена розовыми, лиловыми и серыми кварцитовидными песчаниками, переслаивающимися с глинистыми сланцами. В нижней части разреза преобладают гравелиты, грубозернистые и крупнозернистые песчаники, часто косослоистые. Сланцы явно подчинены. Выше по разрезу количество сланцев возрастает, песчаники становятся более мелкозернистыми, преобладает серый оттенок пород (см. фиг. 43).

Низы формации датируются фауной нижнего ордовика, а в основании вышележащей формации содержится фауна среднего или верхнего ордовика. Таким образом, кварцито-песчанниковая формация охватывает по возрасту нижний и частично средний ордовик. Мощность этой формации в Собском поперечном поднятии достигает 500—800 м.

Кварцито-песчанниковая формация вверх по разрезу постепенно сменяется доломито-известняковой надформацией. По классификации Н. П. Хераскова (1952), надформация объединяет группу родственных формаций. Эта надформация состоит в основном из массивных известняков, доломитизированных известняков и доломитов. Характерно большое количество массивных рифогенных известняков. В составе доломито-известняковой надформации почти полностью отсутствуют терригенные разности. Некоторое количество известковистых сланцев отмечается в низах формации, вблизи ее границы с нижележащей формацией. Очень маломощные прослои глинисто-известковистых сланцев и известковистых кварцевых песчаников иногда появляются в отложениях среднего девона. В нижнекаменноугольных отложениях известняки содержат стяжения черных кремней. Доломито-известняковая надформация охватывает по возрасту громадный интервал времени от середины ордовика до нижнего и среднего карбона включительно (фиг. 46). Мощность ее в Енгано-пейской антиклинали достигает 4000 м.

Выше был рассмотрен характер структур, типичных для зоны краевых и внутренних поднятий к северу от Лемвинского синклинория. Здесь развиты крупные, нередко брахиформные антиклинальные структуры, разделенные более узкими синклиналями. Осевые плоскости этих структур несколько наклонены на запад. Крупные формы осложнены системой крутых, падающих на восток сбросов, переходящих нередко в флексуры и флексурообразные антиклинали. Вдоль сбросов возникают приразломные синклинали, наклоненные на запад. В других краевых и внутренних поднятиях (например, в Кожимском поперечном поднятии) появля-



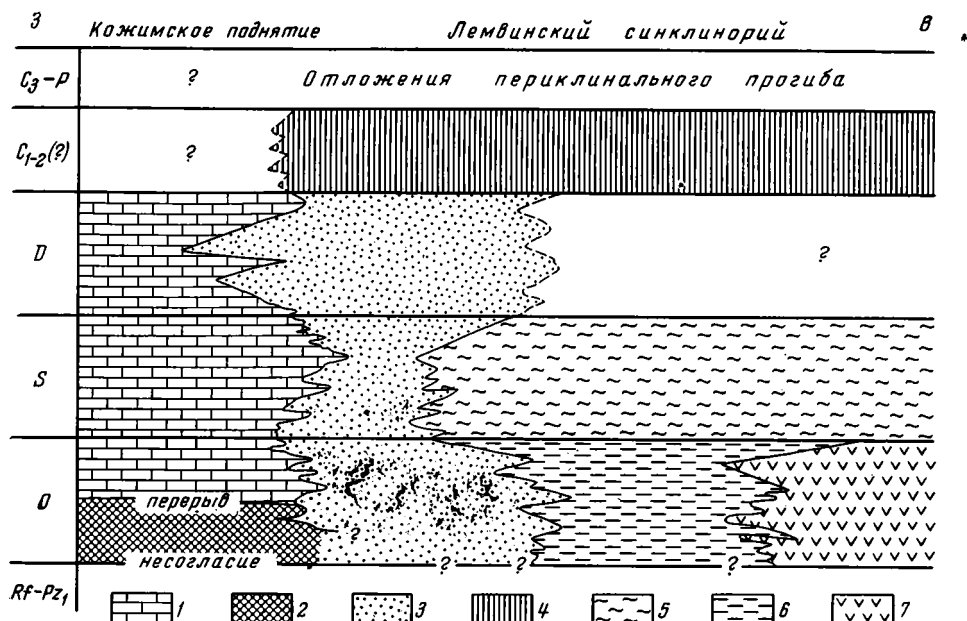
Фиг. 46. Схема соотношения формаций Собоского внутреннего поднятия и северного продолжения Лемвинского синклинария

1 — доломито-известняковая надформация; 2 — кварцитопесчаниковая формация; 3 — песчано-сланцевая формация (верхнесобский комплекс)

ются коробчатые и сундучные складки, несколько наклоненные на запад (Раабен, 1959). В целом для зоны краевых и внутренних поднятий характерна глыбово-складчатая структура, в формировании которой существенная роль принадлежит разломам.

К югу от Лемвинского синклинария отложения системы краевых и внутренних поднятий широко развиты вдоль северного погружения Кожимского поперечного поднятия. Здесь эти образования изучались М. Е. Раабен (1959), К. А. Львовым (1959), А. В. Хабаковым и др. Формационный ряд в целом сохраняется. Отличия заключаются в резком увеличении мощности кварцитопесчаниковой формации нижнего и среднего (?) ордовика, которая здесь достигает 2500 м (см. фиг. 43). Внутри доломитово-известняковой надформации в отложениях среднего девона появляется значительное количество кварцевых песчаников и сланцев. По-видимому, эти терригенные разности являются «хвостами» смежных формаций, строение которых будет рассмотрено ниже.

Взаимоотношение Лемвинского синклинария с краевыми и внутренними поднятиями в пределах Кожимского поперечного поднятия (фиг. 47) было подробно изучено М. Е. Раабен (1959). По ее данным, вдоль западного борта Лемвинского синклинария, в его южной части, в зоне сочленения с краевым поднятием, развита своеобразная сероцветная песчано-сланцевая формация. Она отвечает тисваизскому комплексу в понимании М. Е. Раабен (см. фиг. 43). Эта формация представлена серыми глинистыми сланцами, переслаивающимися с сероцветными мелкозернистыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами. Сланцы составляют основную часть разреза. Песчаники и алевролиты образуют линзы, быстро выклинивающиеся по простиранию. В отдельных случаях эти линзы достигают 100—200 м мощности. Иногда в песчаниках отмечается косая слоистость. Помимо песчаников и алевролитов, отмечаются линзы известняков и известковистых песчаников. Глинистые сланцы обычно темно-серые плотные, грубосланцевые.



Фиг. 47. Схема соотношения формаций Кожимского поднятия и Лемвинского синклинория

1 — доломито-известняковая надформация; 2 — кварцитопесчаниковая формация; 3 — сероцветная песчано-сланцевая формация; 4 — глинисто-кремнисто-известняковая формация; 5 — известняково-глинисто-сланцевая формация; 6 — пестроцветная филлитовая формация; 7 — вулканогенно-осадочная формация

Встречаются пачки черных мягких углисто-глинистых сланцев, неотличимых от сланцев харотской свиты силура Лемвинского синклинория. А. В. Хабаков обнаружил в низах разреза мелких брахиопод ордовикского возраста. М. Е. Раабен (1959) проследила фациальный переход этой формации в ордовикские отложения Кожимского поднятия. К. Г. Войновский-Кригер (1956в) обнаружил силурийскую фауну в породах этой формации. В ее верхней части М. Е. Раабен (1959) обнаружила среднедевонскую фауну. По данным М. Е. Раабен, сероцветная песчано-сланцевая формация согласно перекрывается кремнистыми известняками нижнекаменноугольного возраста. Таким образом, рассмотренная формация охватывает по возрасту ордовик, силур и девон. Мощность формации, по данным М. Е. Раабен, превышает 2500 м. К. П. Евсеев (1960), изучавший рассматриваемые районы, пришел к выводу об ордовикском возрасте пород тисванзского комплекса (песчано-сланцевой формации). Отложения, содержащие фауну более молодого возраста, рассматриваются им как эрозионные останцы и тектонические клинья. Нам кажется, что для подобного вывода нет достаточных оснований.

Песчано-сланцевая формация занимает промежуточное положение между формациями краевых и внутренних поднятий и формациями сланцевого синклинория. При этом она не может рассматриваться как простая зона перехода между этими двумя основными формационными рядами, так как она существенно отличается от обоих рядов и характеризуется своими, только ей присущими чертами.

Как показал Н. П. Херасков, Лемвинский синклинорий по направлению на юг, к зоне Кожимского поднятия, сужается и воздымается. Его южным структурным продолжением является Тагильский синклинорий эвгеосинклинальной зоны, в котором развиты существенно иные, зеленокаменные, формации. Исследования последних лет (С. Н. Волков, А. В. Цымбалюк и др.) подтверждают эту точку зрения. По-видимому,

такая связь этих синклиналиев обусловила широкое развитие ордовикских вулканогенно-сланцевых формаций в южной части синклинория, вблизи зоны его сочленения с Тагильским синклинорием. С этой точки зрения вулканогенно-осадочные формации южной части Лемвинского синклинория, развитые по его восточному борту, следует рассматривать, как «хвосты» зеленокаменных формаций Тагильского синклинория, зашедшие далеко на север вдоль восточного борта Лемвинского сланцевого синклинория. Песчано-сланцевая формация (тисваизский комплекс) развита только в зоне сочленения Лемвинского синклинория с внутренним поднятием, в месте же его сочленения с Тагильским синклинорием эта формация отсутствует.

Как видно из приведенного выше краткого описания, формационный ряд нижнего структурного этажа уралид краевых и внутренних поднятий резко отличен от формационного ряда Лемвинского синклинория. Мощность отложений краевых поднятий достигает 6000 м (Кожимское поднятие). В других поперечных поднятиях эта мощность несколько меньше (порядка 4000—5000 м). В Лемвинском синклинории мощность синхронных отложений не превышает 1000—1200 м.

Для отдельных возрастных диапазонов эта разница мощностей особенно разительна. Так, по данным К. Г. Войновского-Кригера и К. П. Евсеева, мощность силурийских отложений Лемвинского синклинория не превышает 250—300 м, в то время как в зоне краевых и внутренних поднятий она достигает 1300 м. К. Г. Войновский-Кригер (1945), изучавший оба типа разреза, пришел к выводу о том, что тонкослоистые глинисто-сланцевые отложения Лемвинского синклинория накапливались в глубоком некомпенсированном прогибе, в то время как на окружающих поднятиях накапливались рифогенно-известняковые образования. М. Е. Раабен, проводившая сравнительный анализ южной части Лемвинского синклинория и краевого поднятия в Кожимской зоне, пришла к тому же выводу. Она показала, как мощные рифогенные известняки силурийского возраста по направлению к Лемвинскому синклинорию сменяются маломощными тонкослоистыми глинисто-известковистыми породами. В основании кожимской свиты среднего-верхнего ордовика, в краевом поднятии, фиксируется местное несогласие, которое исчезает при движении к Лемвинскому синклинорию (Раабен, 1959). Ю. Б. Евдокимов (1959), изучавший ордовикские отложения Собской зоны, пришел к выводу о том, что Енганопейская и Манитанырдская антиклинали внутреннего поднятия в это время представляли собой несколько приподнятые участки, контролировавшие разнос обломочного материала. В. И. Устрицкий (1961а), изучавший отложения Пайхойского антиклинория, показал, что сланцевые отложения, аналогичные формациям сланцевых синклиналиев, накапливались в некомпенсированном прогибе, обрамлявшемся с юга и юго-востока поднятиями, на которых формировалась мощная доломито-известняковая (рифогенная) надформация.

Лемвинский синклинорий и его аналоги по своему структурному положению и характеру формаций аналогичны Зилайрскому синклинорию Южного Урала (Херасков, Перфильев, 1963). По данным Б. М. Келлера (1949), Зилайрский синклинорий в течение силура и частично девона представлял собой зону интенсивного некомпенсированного прогибания.

Прямо противоположной точки зрения о характере отложений Лемвинского синклинория придерживаются О. А. Кондияйн и А. Г. Кондияйн (1960; О. А. Кондияйн, 1963а) и К. П. Евсеев (1960). Основываясь на малой мощности отложений Лемвинского синклинория и на отсутствии фаунистически охарактеризованных девонских отложений, они пришли к выводу о том, что Лемвинский синклинорий в палеозое

был приподнят относительно зоны краевых и внутренних поднятий. Выше отмечалось, что угловое несогласие, с выпадением всего девона, в пределах синклинория не доказано. Такая резкая тектоническая инверсия, по-видимому, маловероятна.

Переход от формаций Кожимского поперечного поднятия к формациям Лемвинского синклинория (фиг. 48) происходит необычайно быстро (Раабен, 1959). Н. П. Херасков считал, что этот переход связан с крупным погребенным тектоническим швом меридионального простирания. Этот шов ориентирован косо по отношению к Лемвинскому синклинорию, вытянутому в северо-восточном направлении. На южном продолжении шва, в пределах доуралид Уралтауской системы антиклинориев, этому шву отвечают долготные структуры доуралид верховьев р. Тынагота, аномальные по отношению к основным, северо-восточным, простираниям доуралид в этой зоне.

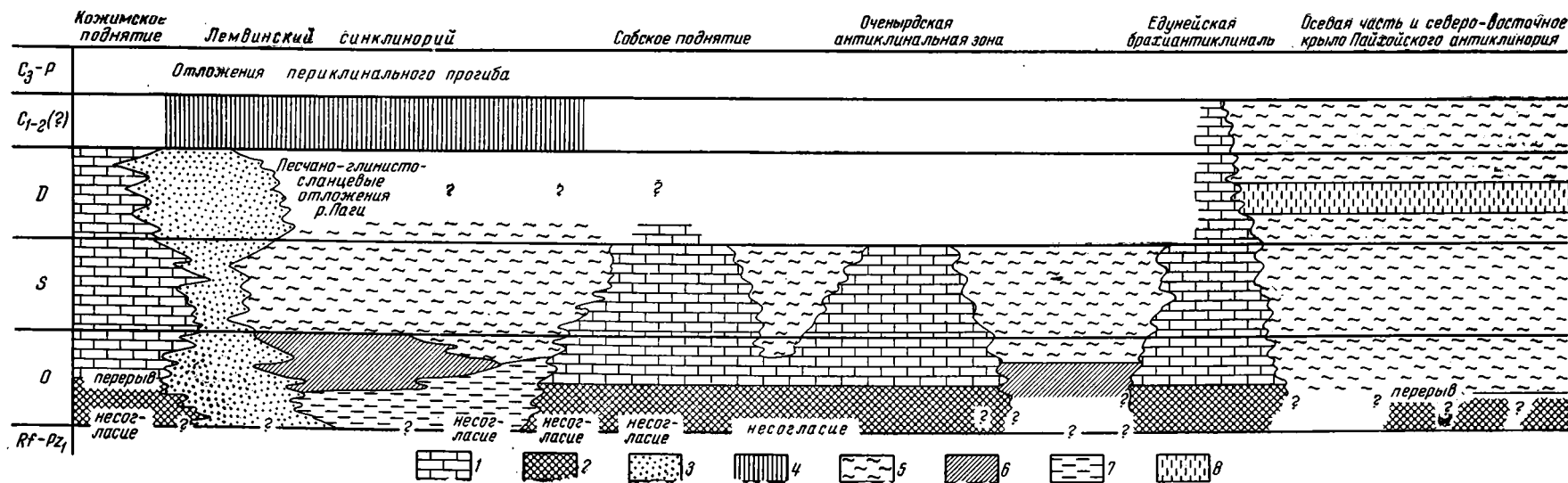
К. Г. Войновский-Кригер считал, что с северо-запада Лемвинский синклинорий обрамлен поднятием (краевое поднятие в нашем понимании), которое полностью перекрыто пермскими отложениями. По-видимому, картина более сложная. Вдоль северо-западного борта Лемвинского синклинория нередко появляются структуры долготного простирания, уходящие под более молодые осадки. Видимо, Лемвинские сланцевые формации образуют меридиональные «заливы», расчленяющие это гипотетическое погребенное продолжение системы краевых поднятий.

К северу от Лемвинского синклинория, по простиранию миогеосинклинальной зоны, выделяется крупная Полярноуральская зона поперечного воздымания. Эта зона распадается на два поперечных поднятия, разделенных поперечной же седловиной. Южное из этих поднятий — Собское — представлено антиклиналями Енган-Пэ и Манита-Ныр-д. Северное поперечное поднятие представлено крупной Оченыр-дской антиклинальной структурой.

Сланцевые формации Лемвинского синклинория по простиранию на север фациально замещаются формациями внутренних поднятий. При этом Лемвинский синклинорий выклинивается неполностью, прослеживаясь в виде узкой полосы между внутренними поднятиями и Харбейским антиклинорием на всем протяжении Полярноуральской зоны поперечного воздымания.

Фациальный переход Лемвинских формаций в формации внутренних поднятий осуществляется необычайно быстро, на расстоянии первых километров, в пределах зоны, поперечной по отношению к простиранию структур уралид. В этой зоне иногда появляется отложение промежуточного типа (лекеелецкая свита девонского возраста). По-видимому, резкая смена формаций связана с существованием погребенного поперечного тектонического шва (Собская шовная зона). На востоке, в Харбейском антиклинории, зоне этого шва отвечает Собская шовная антиклиналь доуралид, ограничивающая с юга Собское поперечное поднятие в пределах Харбейского антиклинория.

В узкой полосе северного продолжения Лемвинского синклинория в пределах Полярноуральской зоны воздыманий отсутствует типичный Лемвинский формационный ряд (см. фиг. 46). Эта зона целиком выполнена отложениями верхнесобского комплекса. Комплекс представляет собой переслаивание зеленых и серо-зеленых кварцевых алевролитов, нередко полосчатых, зеленовато-серых мелкозернистых кварцевых песчаников и серо-зеленых глинистых сланцев. Тонкообломочные разности (сланцы и алевролиты) составляют основную часть разреза. Песчаники образуют маломощные пакки и линзы. В некоторых местах появляются линзы и прослои пестрых глинистых сланцев, слоистых глинистых известняков, черных углистых сланцев и линзы темных известняков. В известняках этого комплекса, в бассейне р. Сось, С. Г. Караченцевым и



Фиг. 48. Схема соотношения формаций по простиранию многосинклинальной зоны

1 — доломито-известняковая надформация; 2 — кварцито-песчаниковая формация; 3 — сероцветная песчано-сланцевая формация; 4 — глинисто-кремнисто-известняковая формация; 5 — известняково-глинисто-сланцевая формация; 6 — известняково-песчано-сланцевая формация; 7 — пестроцветная филлитовая формация; 8 — песчаниковая формация

Э. С. Соседковым была обнаружена фауна фораминифер каменноугольного возраста.

Ряд исследователей (Ю. Б. Евдокимов, А. В. Цымбалюк и др.) указывают на фациальные переходы между нижнеордовикскими песчаниками зоны внутренних поднятий и породами верхнесобского комплекса. Выше был приведен ряд фактов, свидетельствующих о возможном большом возрастном диапазоне пород верхнесобского комплекса. Верхнесобский комплекс песчаников, алевролитов и сланцев аналогичен сероцветной песчано-сланцевой формации (тисваизский комплекс) южного окончания Лемвинского синклиория. Основное его отличие заключается в резко выраженной зеленой окраске пород. Однако не исключено, что эта окраска связана с несколько большим метаморфизмом пород, в результате чего в сланцах и алевролитах широко развит метаморфогенный хлорит. В отличие от южного окончания синклиория, эта формация приурочена не к зоне перехода от сланцевых синклиориев к внутреннему поднятию, а к зоне резко суженного северного продолжения Лемвинского синклиория в пределах Полярноуральского поперечного воздымания. Зеленые алевролиты и сланцы верхнесобского комплекса в виде отдельных крупных линз и «языков» заходят далеко на юг, внутрь Лемвинского синклиория по его восточному борту. К. Г. Войновским-Кригером эти отложения описаны под названием харбейшорской свиты условно ордовикского возраста.

Полярноуральская зона поперечных воздыманий построена сравнительно просто (см. фиг. 48). Здесь отчетливо намечается два поперечных поднятия на севере и на юге зоны воздыманий, разделенных поперечной седловиной в средней части этой зоны. Южное, Собское, поперечное поднятие представлено Енганопейской и Манитаньрдской антиклинальными структурами, разделенными узкой неглубокой синклиналью. С юга это поднятие ограничивается собским поперечным швом, с севера — другим поперечным швом, восточным продолжением которого в пределах Харбейского антиклиория является Лонготюганская шовная антиклиналь доуралид.

Северное поперечное поднятие представлено Оченырдынской антиклинальной структурой. Северный, резкий, край этого поперечного поднятия, по-видимому, также связан с поперечным тектоническим швом.

В поперечной седловине, разделяющей отмеченные выше поднятия, в бассейне р. Кара выше кварцито-песчаниковой формации нижнего-среднего ордовика, по данным О. Л. Эйнора (1946) и В. Я. Устинова (1958а), появляются известняково-глинистые отложения верхнего ордовика и силура Лемвинского типа (см. фиг. 48). Однако формации Лемвинского типа, видимо, появляются на очень ограниченных участках.

К северу от Полярноуральской зоны воздыманий, по данным Б. Я. Осадчева и А. М. Ивановой (1952), выделяется крупный сланцевый синклиорий Лемвинского типа. Этот район недостаточно изучен. Стратиграфия самых низов разреза уралид неясна. Выше располагается известняково-песчано-сланцевая формация, сходная с этой же формацией Лемвинского синклиория (см. фиг. 43, 48). Возраст этой формации условно, по ряду предположений, принимается среднеордовикским. Мощность ее не превышает 600—700 м. Выше залегает типичная для Лемвинского синклиория известняково-глинисто-сланцевая формация верхнеордовикского и, возможно, силурийского возраста. Мощность этой формации не превышает 300—400 м. Более молодые отложения отсутствуют.

По данным Б. Я. Осадчева и А. М. Ивановой (1952), в южной части рассматриваемого синклиория структуры имеют долготное «уральское» простираие, которое по направлению на север сменяется северо-западным. В месте смены простираий расположена крупная Едунейская брахиантиклинальная структура, представляющая собой внутреннее под-

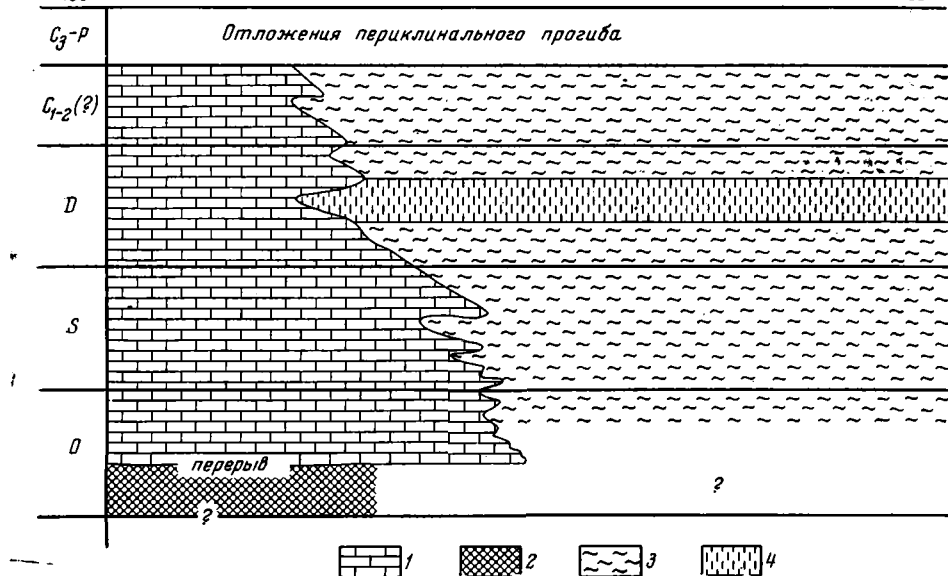
няние, окруженное с запада, севера и востока формациями сланцевых синклинориев (Устрицкий, 1961б).

По данным В. И. Устрицкого (1961б), Едунейская брахиантиклиналь сложена типичной для системы краевых и внутренних поднятий кварцитопесчаниковой формацией, сменяющейся выше по разрезу доломитово-известняковой надформацией (фиг. 43, 48).

В. И. Устрицкий (1961а, б), изучавший строение Пайхойского антиклинория, пришел к выводу о том, что в пределах этого антиклинория отчетливо прослеживается зона, сложенная Лемвинским формационным комплексом, и зона, сложенная формационным комплексом краевых и внутренних поднятий (фиг. 49, см. фиг. 43). При этом, если в остальных районах севера Урала Лемвинский формационный комплекс развит всегда в крупных синклинориях, а формации краевых и внутренних поднятий — на антиклинориях, то на Пай-Хое такое соответствие исчезает. Породы Лемвинского формационного комплекса слагают почти весь Пайхойский антиклинорий, а формации краевых поднятий развиты лишь по его юго-западному крылу, захватывая в самом северо-западном конце Пай-Хоя почти весь антиклинорий. По-видимому, формирование Пайхойского антиклинория произошло значительно позже, чем накопление слагающих его отложений. Фациальная граница между формациями краевого поднятия и сланцевого синклинория имеет отчетливое северо-западное простирание.

Сланцевый формационный ряд Пай-Хоя несколько отличается от ряда Лемвинского синклинория. На среднекембрийских отложениях северо-западного Пай-Хоя с неясными взаимоотношениями залегает толща песчаников, глинистых и туфогенных сланцев, чередующихся между собой (Иванова, 1959). В одних случаях это аркозовые и полимиктовые песчаники (сокольнинская свита), а в других — преобладают кварцитопесчаники, чередующиеся с пестрыми глинистыми и туфогенно-глинистыми сланцами (минисейская свита). Возраст этих отложений неясен. По положению между фаунистически охарактеризованными среднекембрийскими и нижнеордовикскими (верхов нижнего ордовика) отложениями А. М. Иванова датирует эти свиты как верхнекембрийско-нижнеордовикские. По набору пород сокольнинская и минисейская свиты Пай-Хоя не имеют настоящих аналогов в Лемвинском формационном ряду. Минисейская свита Пай-Хоя в какой-то мере может быть сопоставлена с формацией кварцитопесчаников зон краевых поднятий. Отличие от этой формации заключается в большом количестве туфогенных разностей, в большом количестве пестрых глинистых сланцев и в появлении аркозовых песчаников. Не исключено, что минисейская и сокольнинская свиты должны рассматриваться в составе доуралид, отвечая верхам ханмейской серии.

На отложениях минисейской и сокольнинской свит залегают отложения верхов нижнего ордовика. В их основании иногда фиксируется перерыв и появляются базальные горизонты песчаников. Вышележащая толща ордовикских, силурийских и нижнедевонских отложений, по данным А. М. Ивановой (1959) и В. И. Устрицкого (1961б), представляет собой переслаивание тонкослоистых глинистых известняков, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев. По ассоциации пород эта формация аналогична известняково-глинисто-сланцевой формации Лемвинского синклинория. Отличие заключается в несколько большем количестве глинистых известняков и в преобладании серой окраски пород. Пестрые сланцы появляются очень редко. В отличие от Лемвинского синклинория, где эта формация охарактеризована только силурийской фауной, здесь отмечается многочисленная фауна ордовикского, силурийского и нижнедевонского возраста. По данным В. И. Устрицкого (1961б), по крайней мере начиная с силура, эта формация накапливалась в условиях неком-



Фиг. 49. Схема соотношения формаций Пайхойского антиклинория

1 — доломито-известняковая надформация; 2 — кварцито-песчанниковая формация; 3 — известняково-глинисто-сланцевая формация; 4 — песчанниковая формация

пенсированного прогиба. Мощность силурийских и нижнедевонских отложений не превышает 350 м. На юго-западном Пай-Хое и в Едунейской брахиантиклинали этому интервалу времени отвечает доломито-известняковая надформация, мощность которой достигает 1000 м.

Отложения эйфельского яруса представлены резко отличной песчанниковой формацией, состоящей из кварцитовидных песчаников, переслаивающихся с глинистыми сланцами (Устрицкий, 1961б). Мощность песчанниковой формации достигает 500 м. Ей отвечает по возрасту 200—300-метровая толща пород доломито-известняковой надформации юго-западного Пай-Хоя. По-видимому, в это время прогибание в какой-то мере компенсировалось осадконакоплением, что и вызвало обратное соотношение мощностей. Снос обломочного материала, по данным В. Н. Устрицкого, происходил с северо-востока. Живетские, верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения Пай-Хоя представлены известняково-глинисто-сланцевой формацией некомпенсированного прогиба.

На о. Вайгач и в южной части Новой Земли отложения нижнего структурного этажа уралид представлены в общем карбонатными породами. Отличие от доломито-известняковой надформации краевых поднятий заключается в появлении большого количества прослоев и пачек темных глинистых сланцев, кварцевых песчаников и темных битуминозных разностей известняков.

Севернее, в пределах Новоземельского антиклинория (Демокидов и др., 1957; Бондарев, 1960), палеозойские отложения не могут быть сопоставлены ни с одной из известных тектонических зон Урала. Здесь широко развиты песчано-сланцевые, часто содержащие граптолиты отложения ордовика и силура. Среди них встречаются пачки аркозовых песчаников и конгломератов. Силурийские отложения ложатся нередко с несогласием на ордовикские и несут в основании базальные конгломераты. Иногда среди сланцев появляется большое количество известняков. Эта толща скорее сходна с песчано-сланцевой граптолитовой формацией ордовика и силура Центрального Таймыра (Мирошников, 1956; Равич,

Марков, 1959; и др.), чем с какими бы то ни было формациями уралид. Девонские и каменноугольные отложения, часто залегающие с несогла- сием на подстилающих толщах, представлены песчано-сланцевыми и известняково-сланцевыми образованиями, среди которых местами (верх- ний девон) появляются основные эффузивы и красноцветные песчаники. Среди палеозойских толщ встречаются мелкие тела гранитоидов, иногда щелочных, по-видимому, верхнепалеозойского или нижнемезозойского возраста. Гранитоиды такого типа также известны на Таймыре.

Таким образом, по составу формаций комплекс отложений Новозе- мельского антиклинория не может быть сопоставлен с Уралом. К этому же выводу пришел В. И. Бондарев, выделяющий особую Новоземельскую палеозойскую складчатую зону. Пайхойский антиклинорий, о. Вайгач и южная часть Новой Земли, с этой точки зрения, следует рассматривать как зону перехода от типичных уралид к другой складчатой системе.

Структуры, осложняющие Пайхойский антиклинорий, существенно отличаются от типичных линейных структур Урала. Пайхойский и Вай- гачский антиклинории в общем образуют единую зону поднятий, вытя- нутую в северо-западном направлении. Однако эта зона состоит из ряда кулисообразно подставляющих друг друга антиклинальных структур, каждая из которых отклонена к северу несколько больше, чем вся зона в целом. Так, Пайхойский антиклинорий кулисообразно подставляется антиклинальной структурой о. Вайгач, а последняя — антиклинальной структурой южной части Новой Земли. Кулисообразное строение Пай- хойского антиклинория, видимо, связано с большой ролью сдвиговых дислокаций в этой части палеозойской складчатой области.

В южном секторе рассматриваемой части Урала строение миогеосин- клинальной зоны существенно отлично. Краевое поднятие и антиклинор- ий Уралтауской системы, будучи сильно приподнятыми, сливаются в единый Вогульско-Уралтауский антиклинорий. Структуры, аналогичные сланцевым синклиниям, отсутствуют. Отложения уралид краевого под- нятия сохранились только по западному его крылу и в отдельных неглу- боких синклиналях внутри антиклинория. Во всех случаях ордовикские отложения уралид с резким угловым и иногда азимутальным несогла- сием залегают на образованиях доуралид (Львов, 1959; Раабен, 1959; и др.). Стратиграфию уралид краевого поднятия изучали К. А. Львов (1959), О. А. Кондяин (1963б, О. А. Кондяин, А. Г. Кондяин, 1960), А. Г. Кондяин (1960, 1962, 1963), В. В. Маркин (1956, 1960), В. А. Вар- санофьева (1940), Г. А. Чернов (1948), А. А. Чумаков (1947), С. В. Млад- ших (1959), Т. А. Добролюбова и Е. Д. Сошкина и др. Формационный ряд начинается классической кварцитопесчаниковой формацией нижнего ордовика, которая выше сменяется доломито-известняковой надформа- цией. В ее основании, по данным В. В. Маркина (1956), Г. А. Чернова (1948) и других, появляется местный перерыв. Таким образом, форма- ционный ряд краевого поднятия южного сектора принципиально ничем не отличается от ряда краевых и внутренних поднятий северного сектора.

Платформенные отложения, захваченные дислокациями

В восточном борту Северо-Уральского краевого прогиба из-под перм- ских отложений выходят интенсивно дислоцированные палеозойские об- разования. В большинстве случаев, здесь не обнажаются отложения бо- лее древние, чем силурийские. По данным А. И. Першиной (1960), А. И. Елисеева (1960, 1961), А. Г. Кондяин (1963), О. А. Кондяина (1963а, б; О. А. Кондяин, А. Г. Кондяин, 1960), Н. Г. Чочиа (1955), В. А. Варсанофьевой (1940), Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной и др., стратиграфический разрез этих отложений очень сходен с платфор- менными образованиями Русской платформы. Н. П. Херасков, анализируя

более южные районы Урала, выделил аналогичный комплекс под названием западноуральской карбонатной надформации. По возрасту эта надформация охватывает отложения, начиная от силурийских (может быть, верхнеордовикских) до нижне- или среднекаменноугольных образований, включительно. Западноуральская надформация в основном представлена слоистыми, реже массивными известняками и доломитизированными известняками с характерными горизонтами кварцевых песчаников, глинистых сланцев, битуминозных известняков и сланцев, приуроченных к определенным стратиграфическим горизонтам. Один такой горизонт кварцевых песчаников и сланцев приурочен к нижней части эйфельского яруса (такатинская свита). Второй характерный горизонт песчаников и сланцев появляется в низах франских отложений (пашийские слои). Горизонт с резко повышенной битуминозностью пород характерен для среднефранских отложений (доманиковые слои) и т. д. Разрез западноуральской карбонатной надформации многими исследователями (Першина, 1960; Елисеев, 1961; и др.) слоен в слой сопоставляется с унифицированной стратиграфической схемой Русской платформы. Особенно хорошо это удастся сделать для девонских и каменноугольных отложений.

Нижняя часть западноуральской надформации была изучена в поднятии Полюдова кряжа (Чочиа, 1955; Владимирская, 1955). Здесь, в основании надформации, ниже известняков верхнего силура, выходят слюдисто-кварцевые и аркозовые песчаники (полюдовская свита), залегающие с резким угловым несогласием на чурочной свите комплекса доуралид. Возраст полюдовской свиты не совсем ясен. Н. Г. Чочиа и Е. В. Владимирская считали их ордовикскими. Последнее время некоторые исследователи относят их к низам силура. По своему положению в разрезе и по характеру пород полюдовская свита, по-видимому, соответствует основанию западноуральской надформации Южного Урала (максютовская свита верхнего ордовика). В других частях севера Урала основание западноуральской надформации не видно.

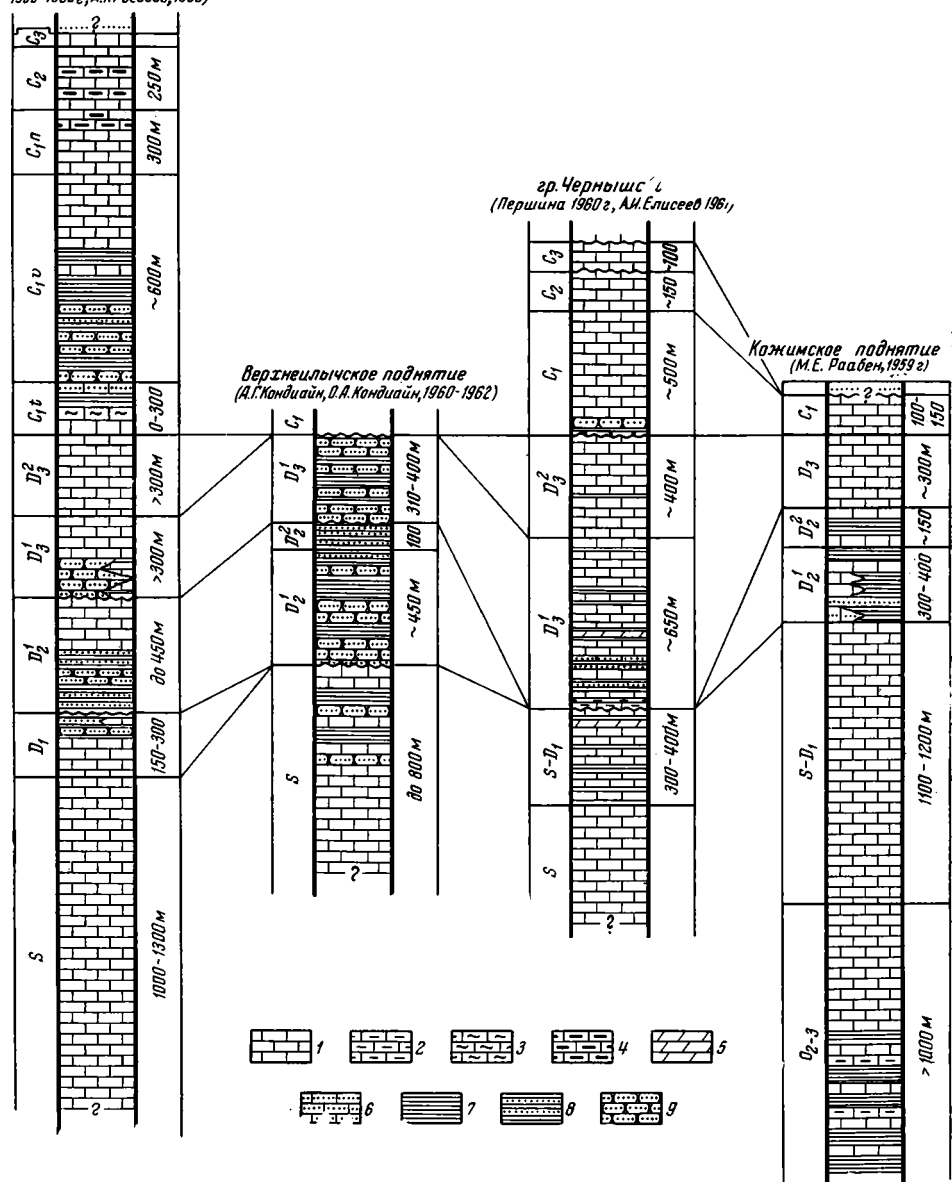
По обилию карбонатных отложений и по мощностям западноуральская надформация несколько похожа на доломито-известняковую надформацию краевых и внутренних поднятий. Однако существуют отличия, позволяющие разделять указанные надформации (фиг. 50). Доломито-известняковая надформация краевых и внутренних поднятий не содержит типичных для западноуральской надформации горизонтов кварцевых песчаников и сланцев. Локальное появление сходных пород в Кожимском поднятии связано с некоторым «заходом» песчано-сланцевой формации Лемвинского синклинория в зону развития доломито-известняковой надформации.

Доломито-известняковая надформация сложена массивными, часто рифогенными породами. В западноуральской надформации преобладают слоистые известняки. Доломито-известняковая надформация отличается непрерывным разрезом на всем протяжении времени своего развития. В западноуральской надформации выделяются отчетливые перерывы в основании среднего и верхнего девона. Оба эти перерыва прослеживаются практически на всем протяжении зоны развития надформации и соответствуют перерывам в разрезе отложений Русской платформы.

Отложения доломито-известняковой надформации отчетливо приурочены к определенным структурам уралид (краевым и внутренним поднятиям), вытянутым в долготном направлении. Как показали детальные работы О. А. Кондияйна и А. Г. Кондияйн (1960, А. Г. Кондияйн, 1962), фациальные зоны западноуральской надформации вытянуты в северо-западном направлении. Эти исследователи выделяют крупную фациальную зону относительных поднятий в верховьях р. Илыч, с юго-запада и северо-востока от которой расположены зоны относительных опусканий. Эти зоны ориентированы, в целом, в северо-западном направлении. Меж-

ду тем, хорошо известно, что структуры прилегающей части Русской платформы также отчетливо ориентированы в северо-западном направлении (Гафаров, 1963). Отложения западноуральской надформации смяты в систему линейных складок долготного простирания, секущих под углом границы этих фациальных зон. По данным О. А. Кондияйна и А. Г. Кондияйн, восточнее, при приближении к краевому поднятию Урала, границы фаций вытягиваются в долготном (уральском) направ-

Печорский прогиб
(О.А.Кондияйн, А.Г.Кондияйн
1960-1962г., А.С.Рогозов, 1960)



Фиг. 50. Схема сопоставления разрезов платформенной части, захваченной дислокациями, с разрезом Кожимского поднятия многоосинклинальной зоны

1 — известняки и доломиты; 2 — глинистые известняки; 3 — кремнистые известняки; 4 — известняки с кремниевыми конкрециями; 5 — мергели; 6 — песчанистые известняки; 7 — глинистые сланцы; 8 — алевролиты; 9 — песчаники

лении. Таким образом, есть все основания считать, что западноуральская надформация развивалась на краю Русской платформы, впоследствии захваченном герцинскими дислокациями. Граница между платформенными и миогеосинклинальными отложениями, по мнению Н. П. Хераскова, проходила по краевому шву. В современной структуре Урала этот шов выражен в виде зоны узких линейных складок, осложненных надвигами. Все эти складки отчетливо наклонены и запрокинуты на запад. По направлению на восток, в глубь Урала, линейные структуры шва резко сменяются глыбово-складчатыми структурами зоны краевых поднятий. Система складок, отвечающая краевому шву, отчетливо прослеживается вдоль восточного борта Северо-Уральского краевого прогиба и переходит далее на север в структуры гряды Чернышова. Еще севернее, по-видимому, зоне краевого шва отвечает гряда Чернова, ориентированная в северо-западном направлении.

Западноуральская надформация формировалась на внешнем, платформенном, крыле краевого шва. Граница ее с формациями зоны краевых и внутренних поднятий во многих местах проведена на карте (см. фиг. 39) условно и требует дополнительного обоснования. Прилегающая к краевому шву часть платформы естественно испытывала влияние этого шва. Так, С. М. Домрачев (1952), Н. Г. Чочиа (1955, Чочиа, Андрианова, 1952) и др. в более южных районах Урала отмечают, наряду со сходством этих отложений с платформенными, большую фациальную изменчивость (что не свойственно типичным платформенным образованиям), несколько повышенные мощности и т. д. Все эти факты вполне естественны, если учесть положение западноуральской надформации вблизи зоны краевого шва Русской платформы.

Система Предуральских краевых и периклинальных прогибов

Краевые и периклинальные прогибы нами специально не изучались, поэтому в настоящей главе будет дана их самая общая характеристика.

А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский выделяли под названием краевой прогиб крупные синклинальные структуры, расположенные между складчатой системой и платформой и развивавшиеся в период замыкания и воздымания соответствующей геосинклинальной области.

Как показали исследования А. А. Богданова (1947а, б) и Ю. М. Пущаровского (1959), краевые прогибы обычно в основном расположены на платформенном основании и лишь в самих своих внутренних частях заходят на геосинклинальные образования. К категории краевых прогибов на рассматриваемой территории относится Североуральский прогиб, выполненный пермо-триасовыми образованиями (см. фиг. 39). От расположенной западнее Русской платформы Североуральский прогиб отделен системой крупных флексур. Восточная граница неясна, но, по-видимому, она в общем совпадает с системой линейных складок зоны краевого шва. Подробнее этот вопрос будет разобран ниже.

Периклинальный прогиб был впервые выделен на южном погружении Урала (Херасков, 1948). На тектонической карте (см. фиг. 1) видно, как по мере погружения Урала на юг, молассовые отложения пермского возраста, сходные с формациями краевого прогиба, перекрывают последовательно все более восточные тектонические зоны Уральского складчатого сооружения (сначала зону краевых поднятий, затем Зилаирский сланцевый синклиниорий, Уралтауский антиклинорий и переходят на восточный склон). Остальная часть южного погружения Урала перекрыта мезо-кайнозойскими отложениями платформенного чехла. Геофизические данные и данные бурения позволили А. Л. Яншину (1962) показать, что пермские молассы перекрывают и более восточные тектони-

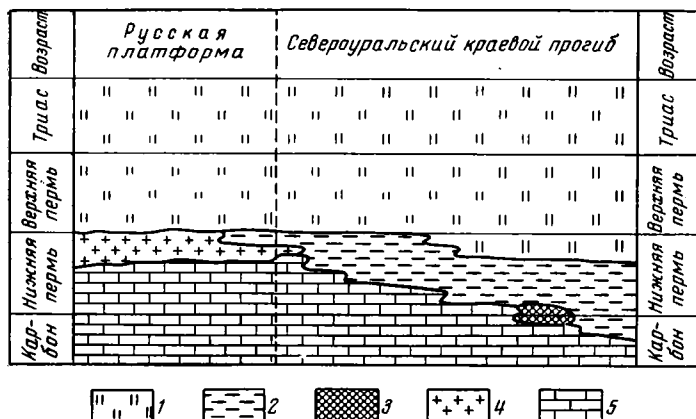
ческие зоны Урала, образуя периклинальное замыкание Уральского складчатого сооружения. Таким образом, в отличие от краевых прогибов периклинальные прогибы целиком располагаются на среднепалеозойском геосинклинальном основании.

На севере Урала к периклинальному прогибу относятся Воркутинский, Каротаихский и Карский прогибы, а также, по-видимому, пермские образования Новой Земли.

Североуральский краевой прогиб

Краевой прогиб заложился в момент общего воздымания Уральской геосинклинальной области. Поэтому его заложение фиксируется появлением грубообломочных осадков, сносимых с Урала.

По данным группы геологов, работавших под руководством Н. Г. Чочиа (1955), в самых восточных частях прогиба терригенные формации



Фиг. 51. Изменение возраста формаций в Североуральском прогибе и на прилегающей части Русской платформы

1 — пестроцветная континентальная молассовая формация; 2 — сероцветная морская молассовая формация; 3 — рифовые массивы; 4 — гипсоносная формация; 5 — карбонатные платформенные формации

появляются уже в верхах верхнего карбона (псевдофузулиновый горизонт). По направлению на запад, к внешней части прогиба, нижняя возрастная граница терригенных отложений постепенно повышается до низов перми. В более западной, внешней, части прогиба в это же время продолжается формирование карбонатных отложений платформенного характера.

По направлению на запад возраст нижней границы формаций краевого прогиба постепенно меняется от верхнекаменноугольного до нижнеартинского во внешней части прогиба. Еще западнее, за пределами краевого прогиба, в пределах платформы молассовые образования начинаются только с верхней перми. Верхнепермская молассовая формация заходит далеко в глубь Русской платформы и является примером аллохтонной формации, по терминологии Н. С. Шатского. Постепенное расширение зоны накопления обломочных формаций от внутренней части прогиба к платформе характерно и для более южной части системы Предуральских прогибов. В Североуральском прогибе терригенные толщи всегда постепенно без следов перерыва сменяют нижележащие образования (Чочиа, 1955; и др.).

Формации краевого прогиба (фиг. 51) впервые были выделены Н. П. Херасковым в 1955 г. В Североуральском прогибе формацион-

ный ряд начинается сероцветной (морской) молассовой формацией (артинская формация, по Н. П. Хераскову). Эта формация представляет собой переслаивание, иногда цикличное, песчаников, алевролитов и глин серых и зеленовато-серых тонов. Наиболее подробно эта формация описана Н. Г. Чочиа (1955) и В. П. Горским (1962). Снизу вверх по разрезу формации закономерно увеличивается количество грубообломочного материала. Низы формации сложены в основном переслаиванием глин и мелкозернистых песчаников.

Выше по разрезу существенное значение приобретают крупнозернистые песчаники и появляются отдельные пачки и свиты конгломератов, (гремьячинская свита верхнеартинского возраста, антипинская и кичигинская свиты кунгура). Одновременно с этим несколько изменяется и состав обломочного материала. В нижней части разреза среди обломков преобладают карбонатные породы, кварц, кварцит, кремь и плагиоклаз. Выше обломки в основном состоят из яшм, эффузивов, обломков метаморфических пород и т. д., почти исчезают обломки карбонатных пород. Вероятно, это связано с тем, что со временем начинают размыться все более глубокие части Уральского горного сооружения. Помимо такой вертикальной направленности в строении формации намечается закономерное уменьшение грубости обломочного материала к внешней части прогиба от песчано-конгломератовых отложений на востоке до алевроито-глинистых на западе.

Возраст нижней границы формации морской молассы закономерно меняется от внутренних к внешним частям прогиба. Во внутренней части Североуральского прогиба (меридиан верхнего течения р. Березовой) эта граница соответствует основанию псевдофузулинового горизонта верхнего карбона. Во внешней части прогиба граница сероцветной молассы проходит в середине артинского яруса нижней перми (Горский, Грамматчикова, 1960; Чочиа, 1955).

Почти повсеместно в Североуральском прогибе морская моласса сменяется вверх по разрезу континентальной. Переход между этими формациями происходит постепенно за счет уменьшения количества морских и увеличения лагунно-континентальных пачек, переслаивающихся между собой (Чалышев, 1961). Эта формация сложена песчаниками, алевролитами и глинами, обычно ритмично чередующимися. Среди них встречаются отдельные линзы конгломератов. Песчаники часто косослоистые и содержат многочисленные растительные остатки. Цвета пород пестрые (серые, зеленые, желтые, красные).

Среди обломков в терригенных породах преобладают кремь, кварцит, карбонаты, туфы и другие породы, слагающие Уральское складчатое сооружение. Как и в нижней (сероцветной) формации, грубость обломочного материала вверх по разрезу пестроцветной формации увеличивается, и ее верхние члены сложены в основном грубозернистыми песчаниками с пачками конгломератов. Грубозернистость обломочного материала закономерно уменьшается от внутренней к внешней части прогиба, где в строении формации большое значение имеют аргиллиты. Нижняя граница пестроцветной формации во времени смещается с востока на запад от кунгура во внутренней части (бассейн р. Паток) до низов верхней перми в западной части краевого прогиба. Пестроцветная формация распространяется далеко на запад, в пределы Русской платформы, где она залегает на платформенных образованиях нижней перми.

Формации Североуральского прогиба образуют единый закономерный ряд, характеризующий смену морских условий континентальными при постепенном отступании моря в западном направлении. В каждой конкретной точке разрез представляет собой типичный регрессивный цикл, причем каждая литологически однородная пачка в западном направлении становится все более молодой. В этом же направлении мигрирует

область молассового осадконакопления (В. П. Горский, 1962). В то время, как в непосредственной близости к Уральскому горному сооружению формируется морская моласса, западнее, в пределах Русской платформы, продолжается накопление карбонатных формаций.

Позднее при окончательном формировании морфологических рамок прогиба, как синклиальной структуры, карбонатные формации частично оказались внутри прогиба. Времени смены морских условий континентальными (кунгурский век) на платформе соответствует образование гипсоносной формации. Эта формация тоже частично попадает внутрь современных морфологических рамок прогиба, но в основном распространена вне его. Не исключено, что гипсоносная формация отчасти формируется и в краевом прогибе в тех местах, куда, по каким-либо причинам, не попадает обломочный материал.

Периклиналильные прогибы

Периклиналильные прогибы по существу мало чем различаются между собой в строении. Во многих случаях, когда удастся наблюдать взаимоотношение формаций периклиналильного прогиба с подстилающими образованиями, в основании формационного ряда периклиналильного прогиба фиксируется отчетливый размыв, сопровождаемый географическим или угловым несогласием. Нижняя граница формаций периклиналильных прогибов, по-видимому, не одновременна на площади. Например, в восточной части Воркутинского прогиба, там, где соответствующие отложения слагают ядро Лемвинского синклинория (кечпельская свита), нижняя граница проходит в верхнем карбоне. В поднятии гряды Чернышева терригенные формации начинаются с кунгурского яруса нижней перми, а сакмарские и артинские отложения представлены карбонатными толщами. Во многих местах в основании формационного ряда периклиналильных прогибов выделяется «мергелистый горизонт», часто с размывом залегающий на подстилающих отложениях. Содержащаяся в нем фауна имеет противоречивый характер. Так, в районе г. Воркуты возраст «мергелистого горизонта» устанавливается как артинский. Севернее, в бассейне р. Силова, по данным Н. В. Шмелева (1944), этот горизонт содержит амmonoидей сакмарского и верхнекаменноугольного возраста. В аналогах мергелистого горизонта бассейна р. Кара Л. П. Беляков обнаружил фауну верхнего карбона.

Н. П. Херасков высказал предположение, что мергелистый горизонт отвечает большому диапазону возраста и характеризует условия некомпенсированного прогибания на начальных стадиях развития прогибов, когда в них еще не поступал обильный обломочный материал. По мнению Н. П. Хераскова, этот горизонт может быть гомологом отложений сакмарского возраста, известных в прогибах южной части Урала. Однако не исключено, что основание формаций периклиналильных прогибов имеет различный возраст в разных местах. Возможно, некоторую путаницу вносит появление форм, переотложенных из более древних горизонтов. Пока нельзя говорить о столь четких закономерностях изменения возраста основания формаций периклиналильных прогибов, как это выяснено для Североуральского краевого прогиба.

Нижняя часть формационного ряда периклиналильных прогибов, так же как и в Североуральском краевом прогибе, представлена сероцветной морской молассовой формацией. Наиболее подробно эта формация изучена в Воркутинском и Интинском угленосных бассейнах (юнягинская свита Воркутинского района, косьинская, черноречинская и кожимская свиты Интинского района и др.). Формация представлена чередованием серых и темно-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В нижней части формации материал более тонкозернистый, здесь

появляются глинистые известняки и мергели. В самой восточной части Воркутинского прогиба и в Лемвинском синклинории нижнепермские отложения представлены флишеподобным переслаиванием полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Такие же флишеподобные толщи отмечаются в нижней перми для самой восточной части Карского прогиба. Возможно, флишеподобные отложения следует выделять в самостоятельную формацию.

Сероцветная молассовая формация ложится с географическим или угловым несогласием на подстилающие каменноугольные отложения. При этом из разреза часто выпадает весь верхний и средний карбон. Угловое несогласие фиксируется только в отдельных местах (Устрицкий, 1958), но можно уверенно говорить, что в отличие от Североуральского прогиба в Воркутинском, Каротаихском и Карском прогибах образованию молассовой формации предшествовали более или менее интенсивные тектонические движения.

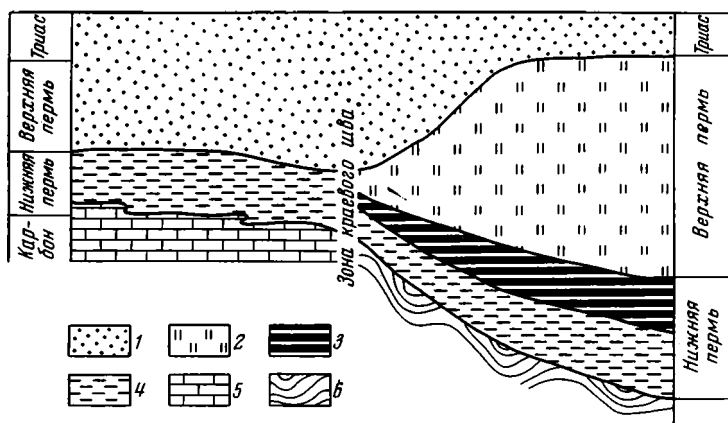
Морская молассовая формация постепенно сменяется вверх по разрезу угленосной формацией параллического типа (Македонов, 1958). Формация представляет собой цикличное чередование песчаников, аргиллитов, алевролитов и пластов каменного угля (Иванов, 1947). Обломочный материал угленосной формации более грубозернистый, чем в сероцветной формации, и местами появляются линзы конгломератов. В породах угленосной формации встречена морская и пресноводная фауна и многочисленные растительные остатки (Погоревич, 1956). Большинство геологов считают, что параллические угленосные отложения имеют кунгурский возраст; В. И. Устрицкий (1960) относит эти отложения к верхней перми.

Параллическая угленосная формация постепенно переходит в континентальную сероцветную молассовую формацию. Эта формация сложена в основном серыми континентальными алевролитами, песчаниками и конгломератами, иногда имеющими цикличное строение. В нижней части формации встречаются многочисленные прослои угля. Вверх по разрезу количество конгломератов значительно возрастает, так что в некоторых местах (район Хальмер-Ю) верхи формации целиком сложены конгломератами, состоящими из гальки эффузивов, кварцитов, кремнистых и метаморфических сланцев. Породы формации содержат только пресноводную фауну, флору и остатки наземных позвоночных. По возрасту формация, по-видимому, охватывает самые верхи нижней и всю верхнюю пермь. По мнению В. И. Устрицкого, породы формации имеют только верхнепермский возраст. Для угленосной и континентальной молассовых формаций намечается отчетливая область сноса обломочного материала, расположенная к северо-востоку от Воркуты, к северо-западу и к юго-востоку от которой количество грубообломочного материала резко убывает.

Вверх по разрезу сероцветная континентальная моласса сменяется пестроцветной континентальной молассой, неотличимой от той же формации Североуральского прогиба. Правда, в Североуральском прогибе она охватывает всю верхнюю пермь и триас, а в Воркутинском и Каротаихском прогибах только триас. Формация представлена переслаиванием буровато-зеленых и красных аргиллитов, алевролитов и косослоистых полимиктовых песчаников (лапташорская свита).

Формационный ряд Воркутинского, Каротаихского и Карского прогибов, так же как и в Североуральском прогибе, характеризует постепенную смену морских условий осадконакопления континентальными. Но формационный ряд периклинальных прогибов существенно отличается от формационного ряда Североуральского прогиба (фиг. 52). В Североуральском прогибе весь ряд состоит из двух формаций: формации морской молассы и пестроцветной континентальной. В периклинальных про-

гибах в формационный ряд входят четыре формации: морская молассовая, угленосная и континентальные молассовые. Формации Североуральского прогиба, начиная с верхнего карбона и без перерыва, сменяют карбонатные формации платформенного типа, причем область молассового осадконакопления постепенно мигрирует на платформу. Формации



Фиг. 52. Принципиальная схема взаимоотношения формаций краевого и периклиналильного прогибов

1 — пестроцветная континентальная молассовая формация; 2 — сероцветная континентальная молассовая формация; 3 — угленосная параллельная молассовая формация; 4 — сероцветная морская молассовая формация; 5 — платформенные формации; 6 — складчатое основание периклиналильного прогиба

периклиналильных прогибов часто с несогласием ложатся на подстилающие толщи. В строении формаций Североуральского прогиба наблюдается закономерное уменьшение грубообломочного материала от внутренних частей прогиба к внешним.

Область сноса, по-видимому, вытягивалась вдоль всего внутреннего края прогиба. В периклиналильных прогибах нет такой линейной фациальной зональности и, видимо, существовали крупные локальные поднятия, с которых в прогибы поступал обломочный материал (например, поднятие в районе Хальмер-Ю). Мощность молассовых отложений периклиналильных прогибов в несколько раз больше мощности тех же отложений в Североуральском прогибе.

Формационный ряд периклиналильных прогибов заходит с севера в Североуральский прогиб вдоль его внутреннего борта почти до Тимаизского поднятия. Так, угленосная формация и отдельные хвосты сероцветной континентальной молассы верхней перми распространены вплоть до бассейна р. Б. Паток, но развиты они лишь в восточной, внутренней, части Североуральского прогиба. По направлению на запад и на юг они замещаются пестроцветной формацией, типичной для формационного ряда Североуральского прогиба. Одновременно с появлением внутри Североуральского прогиба формаций периклиналильных прогибов здесь резко увеличиваются мощности и, видимо, появляется перерыв в основании формаций прогиба (Чалышев, 1961). По-видимому, в северо-восточной части Североуральского прогиба переплетаются черты обоих формационных рядов, но признаки формационного ряда периклиналильных прогибов преобладают.

Рассмотренный выше формационный ряд без сколь-нибудь существенных изменений выдерживается для Воркутинского, Каратаихского и Карского прогибов. Исследования К. Г. Войновского-Кригера (19566),

В. И. Устрицкого (1959), и др. показали, что фациальные границы и линии изопакит имеют долготное простираие в северной части Воркутинского прогиба и в восточной части Каротаихского и Карского прогибов. При этом изопакиты и фациальные границы почти под прямым углом пересекают зоны поднятий (поднятие гряды Чернова и Пайхойский антиклинорий). Выше указывалось, что в восточной части Воркутинского прогиба в низах формационного ряда (верхи карбона — низы перми) появляются флишеподобные образования (кечпельская свита). Полоса флишеподобных пород прослеживается далее на север и появляется в восточной части Каротаихского прогиба. Еще севернее, по данным К. Г. Войновского-Кригера, эти же породы появляются в восточной части Карского прогиба. Таким образом, западная граница зоны развития флишеподобных пород, следуя в долготном направлении, пересекает северо-западные поднятия, разделяющие Воркутинский, Каротаихский и Карский прогибы.

Особенности морфологии структур краевого и периклинальных прогибов

Западный борт Североуральского краевого прогиба, судя по геофизическим данным, представляет собой систему флексур и флексурообразных уступов. Центральная часть прогиба построена просто. Здесь развиты крупные, сравнительно пологие синклинали и антиклинали, вытянутые в долготном направлении. Синклинали часто имеют коробчатую форму. Породы в ядрах залегают почти горизонтально, на крыльях падения пластов обычно не превышают 30° . В восточной части Североуральского прогиба выделяется широкая зона узких, линейных складок, вытянутых в меридиональном направлении. Обычно эти складки тесно ассоциируют с крутыми надвигами, по которым ядра антиклиналей надвинуты на смежные синклинали. Складки отчетливо наклонены или запрокинуты на запад. Плоскости надвигов соответственно имеют восточные падения. Как отмечалось выше, Н. П. Херасков высказал предположение о том, что эта зона линейных складок отвечает зоне краевого шва Уральской геосинклинальной области. Вероятнее всего, зона линейных складок в целом является естественным восточным ограничением Североуральского краевого прогиба. Современная восточная граница области распространения формаций краевого прогиба в общем расположена в пределах зоны складок краевого шва. Естественно, что эта граница чисто эрозионная и не отражает истинной восточной границы прогиба. Однако маловероятно, что восточная граница краевого прогиба проходила значительно восточнее зоны линейных складок. На это косвенно указывает появление обломков палеозойских пород миогеосинклинальной зоны уже в нижней части морской молассовой формации. По-видимому, в нижнепермское время миогеосинклинальная зона входила не в краевой прогиб, а в горное поднятие, расположенное к востоку от прогиба.

Таким образом, в поперечном сечении краевого прогиба намечается отчетливая асимметрия в характере осложняющих его структур от дислокаций платформенного типа на внешнем его борту к линейным складкам внутреннего борта. Напомним, что в строении формаций также намечается отчетливая асимметрия прогиба.

С юга Североуральский прогиб отделен от расположенного южнее Юрезано-Сылвенского краевого прогиба крупным поперечным поднятием Полудового кряжа, в пределах которого выходит на поверхность фундамент прогиба. Как отмечалось выше, палеозойские отложения Полудова кряжа сходны с платформенными.

Примерно в средней части Североуральского прогиба намечается крупное Тимаизское поперечное поднятие, выделенное впервые В. А. Варсанофьевой (1940). Шарнир этого поднятия ориентирован в северо-западном направлении. Тимаизское поднятие осложнено системой меридиональных линейных складок зоны краевого шва. В северном направлении Североуральский краевой прогиб прослеживается вплоть до широты Кожимского поперечного поднятия, где он, постепенно сужаясь, полностью выклинивается. В более северных районах краевые прогибы, по-видимому, отсутствуют и развиты только периклинальные.

Зона линейных складок, разделяющая платформенные и геосинклинальные образования палеозоя, как указывалось, прослеживается непрерывно на север в дислокации гряды Чернышева. Эта зона разделяет в южной части гряды Чернышова Североуральский краевой прогиб и Воркутинский периклинальный. Соответственно, к западу от зоны складок развит краевой прогиб, расположенный на платформенном основании, а к востоку — периклинальный прогиб, лежащий на геосинклинальном комплексе уралид. Интересно, что в том месте, где краевой шов проходит внутри краевого прогиба (северная часть Североуральского прогиба), к востоку от него, в краевом прогибе появляются черты, свойственные периклинальным прогибам (большие мощности, угленосная формация и т. д.).

Структуры, осложняющие периклинальные прогибы, изучены очень плохо. На большей своей части эти прогибы перекрыты мезо-кайнозойскими осадками. Однако, судя по отрывочным данным, можно предположить, что образования периклинальных прогибов на всей площади смяты в сравнительно сложные, крупные складки и разбиты разломами. Структуры, по-видимому, ориентированы вдоль простираения прогибов.

Воркутинский прогиб с запада ограничен дислокациями гряды Чернышова, причем сама гряда, возможно, представляет собой крупный горст, развившийся на месте зоны линейных складок краевого шва. Восточная граница периклинального прогиба условна. Она несомненно имеет эрозионный характер, и формации периклинального прогиба первично распространялись значительно восточнее. Южная часть Воркутинского прогиба в зоне Кожимского поперечного поднятия резко приподнята. Северная часть прогиба (собственно Воркутинский бассейн) также резко приподнята по сравнению с более южными его частями. Об этом свидетельствуют геофизические данные, а также выходы фундамента прогиба в антиклинальных структурах. Эта поднятая часть прогиба отвечает западному продолжению Собского поперечного поднятия. Вдоль южного края этого поднятия, в его восточной части (к юго-западу от антиклинали Енгано-Пэ), прослеживается небольшая широтная антиклиналь, быстро погружающаяся внутрь прогиба. По геофизическим данным, субширотная антиклиналь отходит на восток от гряды Чернышова. Эти антиклинали фиксируют, по-видимому, Собский поперечный шов, ограничивающий с юга Собское поднятие. Северное ограничение Собского поднятия более четкое. Лонготюганскому поперечному шву, ограничивающему с севера Собское поднятие более восточных районов, отвечает резкое горстовое поднятие гряды Чернова.

Поднятие гряды Чернова отделяет Воркутинский прогиб северо-восточного простираения от северо-западно ориентированного Каротаихского прогиба. В зоне торцового сочленения этих прогибов появляются своеобразные мульды и брахиформные антиклинали, достаточно хорошо изученные в пределах Воркутинского угленосного бассейна. Каротаихский и Карский прогибы разделены Пайхойским антиклинорием и отчетливо вытянуты в северо-западном направлении. Восточным ограничением обоих прогибов, по-видимому, является Карский надвиг долготного простираения.

Приведенные краткие данные позволяют наметить некоторые черты различий между краевым и периклинальными прогибами. Краевой прогиб в основном расположен на платформенном основании, отделяя складчатое сооружение от платформы. Периклинальные прогибы, по-видимому, целиком лежат на геосинклинальном основании. Такое соотношение с фундаментом предопределяет существенные различия в строении тех и других. Мощностъ отложений в периклинальных прогибах в несколько раз больше, чем в краевых. Наряду с отложениями, сходными в тех и других прогибах, в периклинальных прогибах появляются отличные формации (угленосная и сероцветная континентальная моласса). Появление этих формаций, как отмечал Н. П. Херасков, вряд ли связано только с климатическим фактором. Действительно, угленосная формация в бассейне р. Паток находится в непосредственной близости и на той же широте, что и одновозрастная молассовая формация краевого прогиба. Различие связано с тем, что для первой фундаментом являются геосинклинальные образования, а для второй — платформенные. Для краевого прогиба характерно отсутствие перерыва в основании. В периклинальных прогибах в основании нередко отмечается угловое несогласие. Не исключены угловые несогласия внутри отложений периклинальных прогибов. Для краевых прогибов характерна отчетливая асимметрия в строении формаций. Она связана с существованием к востоку от прогиба единой воздымающейся горной системы. В периклинальных прогибах возникают крупные локальные источники сноса и, соответственно, отсутствует четкая асимметрия в строении формаций. Не исключено, что для периклинальных прогибов большое значение имеет продольный снос обломочного материала. Для краевого прогиба характерна четкая асимметрия осложняющих его структур, выраженная в нарастании интенсивности дислокаций от платформы к геосинклинальной зоне. Отложения периклинальных прогибов, по-видимому, дислоцированы более интенсивно и однообразно на всей площади прогибов.

Вероятнее всего, в северной части Урала, там, где геосинклинальные образования уралид образуют гигантскую зону виргации и сменяются иначе ориентированными геосинклинальными системами, существовал единый крупный периклинальный прогиб, перекрывавший зону виргации и погружения уралид. В этом отношении он был сходен с периклинальным прогибом Южного Урала. На существование единого прогиба указывает тот факт, что поднятия, разделяющие Воркутинский, Каротайхский и Карский прогибы, не сказываются на фациях и мощностях пермских отложений. В самом конце геосинклинального развития (возможно, в триасе) единый периклинальный прогиб распался на ряд частных структур, из которых сохранились названные выше прогибы. Последнее обстоятельство определило отличие периклинальных прогибов севера Урала от южного периклинального прогиба, сохранившего свою целостность и в современной структуре.

Основные черты истории формирования структур уралид

Комплекс геосинклинальных отложений уралид довольно отчетливо делится на два крупных структурных этажа, отвечающих двум основным этапам развития уралид. Нижний структурный этаж, охватывающий отложения от ордовикских и до каменноугольных включительно, соответствует собственно геосинклинальной стадии развития, в течение которой происходило формирование основных тектонических элементов уралид (структуры эв- и многогеосинклинальной зон). Верхний структурный этаж уралид соответствует этапу замыкания геосинклинальной зоны и образования на ее месте горного складчатого сооруже-

ния. В это же время происходит формирование системы Предуральских краевых и периклинальных прогибов. Верхнему структурному этажу отвечают отложения, начиная от верхнекаменноугольных (на юге Урала от среднекаменноугольных) и до триасовых включительно (на юге Урала до нижнетриасовых включительно).

Нижний, собственно геосинклинальный структурный этаж уралид можно разделить на два подэтажа. Нижний подэтаж отвечает отрезку времени от ордовика до нижнего (а местами среднего) девона включительно. Верхний подэтаж охватывает девонские и каменноугольные отложения. Такое разделение на подэтажи отвечает изменению характера развития в некоторых структурных зонах (особенно четко — в эвгеосинклинальной зоне). На границе этих подэтажей Уральская геосинклинальная зона испытывает некоторое общее воздымание, с чем связано частое появление несогласий, размывов и грубообломочных толщ. Однако деление на подэтажи не удается провести повсеместно.

Нижний структурный этаж уралид

Нижний подэтаж

Основные тектонические элементы уралид заложились уже в ордовикское время. В это время Уральская геосинклинальная область отделялась от Русской платформы краевым швом, представлявшим собой, по-видимому, систему разломов и флексур. К западу от краевого шва, в северо-восточной части платформы, на геосинклинальном комплексе доуралид накапливались обломочные отложения низов платформенного чехла, представленные слюдисто-кварцевыми песчаниками и сланцами седельской и нибельской свит. Возраст этих отложений не совсем ясен. По мнению В. С. Журавлева, больше всего оснований считать, что низы терригенного комплекса имеют ордовикский возраст. В. С. Журавлев пришел к выводу о том, что терригенные образования слагают небольшие по площади вытянутые впадины.

Непосредственно западнее краевого шва, начиная с ордовикского времени (возможно с его верхов), по-видимому, заложился платформенный пришовный прогиб, заполнявшийся сначала песчано-глинистым материалом, сносившимся с выступов платформы (ордовикские и нижнесилурийские отложения полюдовской свиты). Начиная с середины силура в этом прогибе накапливались, по-видимому, терригенно-карбонатные отложения западноуральской карбонатной надформации. Контуры платформенного пришовного прогиба определить очень трудно, так как соответствующие отложения выходят в узкой полосе по восточному борту краевого прогиба, а породы его основания обнажаются лишь в поднятии Полюдова кряжа. Пришовный прогиб, видимо, сочленялся с северо-западными прогибами внутренних частей Русской платформы. Зона краевого шва заложилась в ордовикское время и представляла собой широкую систему флексур, ограничивающих с запада миеосинклинальную зону Урала. К востоку от зоны краевого шва с начала ордовика заложилась миеосинклинальная зона, разделявшаяся поперечными поднятиями. Уже с этого момента, по-видимому, определилось различие северного и южного секторов. В северном секторе, восточнее зоны краевого шва, начали формироваться некомпенсированные сланцевые геосинклинали, разделенные внутренними поднятиями. В южном секторе возможно существовал неглубокий прогиб между структурами краевого шва и Главным глубинным разломом (где-то в пределах Вогульско-Уралтауского антиклинория). Однако сланцевые геосинклинали в южном секторе, видимо, отсутствовали. На флексуобразных уступах зоны краевого шва и во внутренних поднятиях в нижнем (и отчасти

среднем) ордовике накапливались обломочные породы кварцито-песчаниковой формации, обломочный материал которой сносился с Русской платформы. С середины ордовика они сменяются рифогенными отложениями доломито-известняковой надформации.

В сланцевых геосинклиналях в течение всего времени образования нижнего подэтажа формировались маломощные тонкие осадки в условиях некомпенсированного прогибания. На примере Лемвинского синклинория видно, что по направлению на запад, к зоне краевого шва, в глинистых сланцах появляются прослои песчаников и алевролитов, намечая тем самым западный край некомпенсированной геосинклинали.

Только в зоне сочленения Кожимского поднятия и Лемвинской геосинклинали в течение всего рассматриваемого отрезка времени накапливался более грубообломочный материал, возможно компенсировавшийся прогибание (сероцветная песчано-сланцевая формация). По данным М. Е. Раабен (1959), обломочный материал поступал с юго-востока. В южной части геосинклинали, вдоль ее восточного ограничения, в ордовикское время местами проявлялся вулканизм. Остальные сланцевые геосинклинали в общем мало чем отличаются от Лемвинской, однако в них в нижне-среднеордовикское время накапливалось больше терригенного материала, а соответствующие отложения имеют значительно большую мощность. Только с верхов ордовика в этих геосинклиналях устанавливаются условия некомпенсированного прогибания.

В пределах внутренних поднятий и в зоне краевого шва местами, по-видимому, возникали участки с некомпенсированным прогибанием, в которых формировались тонкие карбонатно-сланцевые формации, сходные с формациями сланцевых геосинклиналей.

Такие отложения появляются в силуре к западу от Оченырдынского поднятия. В зоне краевого шва В. А. Варсановьева (1940, 1963) указывает на появление силурийских глинистых сланцев в верховьях р. Печоры, выше отмечалось появление тонких известняково-глинистых отложений верхнего ордовика и силура в верховьях р. Кары и т. д. Однако эти участки некомпенсированного прогибания, видимо, занимали незначительную площадь между более приподнятыми зонами, где накапливались рифогенно-известняковые отложения. В основании Боркутинского периклинального прогиба, по-видимому, развита доломито-известняковая надформация внутренних поднятий, разделенная местами отдельными узкими зонами некомпенсированного осадконакопления.

Главный Уральский глубинный разлом уже в ордовике ограничивал с востока миогеосинклинальную зону. Непосредственно к западу от него возникло узкое шовное поднятие (Уралтауская система геоантиклинальных поднятий). На существование шовного геоантиклинального поднятия указывает появление линз полимиктовых конгломератов в ордовикских отложениях Лемвинского синклинория, вблизи его восточного борта. Галька конгломератов в основном состоит из рифейско-нижнепалеозойских пород геоантиклинального поднятия. Уралтауская система геоантиклинальных поднятий, по-видимому, существовала в течение всего ордовикско-нижнедевонского этапа. Только этим можно объяснить отсутствие вулканического материала в миогеосинклинальной зоне, так как в течение этого же времени в эвгеосинклинальной зоне формировались мощные вулканогенно-обломочные толщи. Однако вряд ли это поднятие часто поднималось над уровнем моря. Во всяком случае грубообломочный материал восточного происхождения появляется локально, в основном в ордовикских отложениях. Это касается только шовного антиклинория, смежного с Лемвинской геосинклиналью. Харбейская геоантиклиналь возможно нередко выступала в виде мелких

островных поднятий. Во всяком случае в северном, редуцированном, продолжении Лемвинского синклинория появляется большое количество кварцево-плагиоклазовых алевролитов (верхнесобский комплекс), обломочный материал которых, судя по составу, формировался за счет размыва пород лонготюганской серии доуралид. Вероятнее всего, цепочка островов была приурочена к зоне надвигов западного ограничения Харбейского антиклинория, где в современной структуре наиболее полно развиты отложения лонготюганской серии. По данным А. Г. Кондяйн, в южном секторе рассматриваемой территории также существовало поднятие, разделявшее эв- и миеосинклинальные зоны.

Главный Уральский глубинный разлом на рассматриваемом этапе представлял собой сравнительно широкую зону динамической активности, в которой происходили процессы метаморфизма и метасоматоза. Как отмечалось выше, эта зона с самого начала была разделена на две части, западная из которых, отвечающая Уралтауской системе шовных антиклинориев, испытывала тенденцию к относительному воздыманию, а восточная, соответствующая западному борту прогибов эвгеосинклинальной зоны, в течение этого времени погружалась. Процессы в опускающемся и поднимающемся крыльях зоны разлома шли по-разному. В поднятом крыле метаморфические преобразования сопровождались интенсивным щелочным привнесом, а в опущенном возникали мигматиты основного состава и амфиболиты, резко обогащенные анортитом. Можно предположить, что в зоне глубинного разлома происходила метаморфическая дифференциация, захватывающая большой объем горных пород. При этом в процессе дифференциации происходит «дегранитизация» опускающегося крыла с выносом щелочей (и, возможно, SiO_2) в поднимающееся его крыло. Возникающие в опущенном крыле мигматиты местами содержат линзовидные тела палингенных пород габбро-норитового состава. Не исключено, что эти палингенные образования могли обособливаться и развиваться далее как нормальные интрузии. Ю. Е. Молдаванцев отмечает большое сходство отдельных разностей палингенных габброидов с породами платиноносной формации габброидов южного сектора рассматриваемой территории и с габброидными интрузиями Лонготюганской поперечной перемычки эвгеосинклинальной зоны.

Развитие эвгеосинклинальных структур восточного склона Урала в ордовике неясно. С. Н. Волков (1960б) считает, что в это время уже существовала Тагильская геосинклиналь, заполнявшаяся вулканогенным материалом. Начиная с силурийского времени, отчетливо фиксируются прогибы эвгеосинклинальной зоны, в которых происходило накопление туфогенно-вулканогенных толщ с линзами рифогенных известняков. Как отмечалось выше, в это время возможно намечаются поднятия, разделявшие зону на отдельные геосинклинали (Тагильская, Войкарская и Щучьинская геосинклинали). По данным С. Н. Волкова, в Хулгинском синклинории разрез начинается с нижнего девона, а силурийские отложения отсутствуют. Однако не исключено, что они расположены восточнее под мезо-кайнозойскими отложениями.

Нижедевонские отложения развиты далеко не повсеместно. В крайних частях геосинклиналей нижедевонские породы обычно размыты в предэйфельское время. В тех местах, где они сохранились (Войкарская геосинклиналь), они представлены вулканогенно-осадочными толщами, сходными с силурийскими. В более внутренних частях геосинклиналей в нижнем девоне, по-видимому, в основном формировались известняки. Наиболее широко они развиты в Щучьинской геосинклинали, где карбонатное осадконакопление продолжалось и в эйфельское время. В Тагильском синклинории известняковые отложения нижнего девона сохранились на р. М. Люлья.

К концу времени формирования нижнего подэтажа, по-видимому, произошло внедрение интрузий плагиогранитов и габбро-диоритов в зеленокаменных геосинклиналях. Гальки этих пород содержатся в базальных конгломератах среднего девона. К этому же времени, в основном, завершились процессы метаморфизма и метасоматоза в зоне глубинного разлома.

Верхний подэтаж

К концу нижнего девона и в начале среднего девона вся территория севера Урала и смежной части Русской платформы испытывает некоторое общее воздымание, причем во многих зонах происходит изменение в характере осадконакопления. Об этом свидетельствует тот факт, что среднедевонские, а в северных частях рассматриваемой территории верхнедевонские отложения ложатся во многих случаях с размывом непосредственно на силурийские породы.

Отложения, начиная от среднедевонских (в Щучинском синклинии от верхнедевонских) и до среднекаменноугольных включительно, выделяются в верхний структурный подэтаж нижнего структурного этажа уралид. Структурный план Урала в это время, в целом, остается неизменным, хотя в отдельных местах границы некоторых структур меняются по сравнению с предыдущим этапом. Так, по-видимому, краевые и внутренние поднятия несколько расширяются за счет сланцевых геосинклиналей.

В течение времени формирования верхнего подэтажа продолжается развитие структур, существовавших ранее. За счет дальнейшей дифференциации этих структур усиливается различие в строении продольных тектонических зон и одновременно более четко проявляются поперечные структуры.

На прилегающей части Русской платформы, начиная с середины девона, постепенно устанавливается повсеместный морской режим с терригенно-карбонатным осадконакоплением. В приплатформенной части зоны краевого шва среднедевонские, а местами непосредственно верхнедевонские отложения с размывом ложатся на подстилающие породы; нижнедевонские толщи почти полностью размыты или отсутствовали первично. В дальнейшем здесь продолжается накопление западноуральской карбонатной надформации, сходной по многим своим признакам с типичными платформенными образованиями. Судя по увеличению мощностей, приплатформенная часть зоны краевого шва в целом прогибалась несколько интенсивней, чем расположенная западнее платформа.

В зоне краевого шва и на внутренних поднятиях миеосинклинальной зоны в это время продолжалось накопление рифогенной доломито-известняковой надформации. Перерыв в основании отложений верхнего подэтажа обычно отсутствует, однако общее воздымание Уральской системы проявилось в появлении песчаниковых прослоев среди карбонатных отложений среднего девона.

В сланцевых геосинклиналях продолжалось накопление тонкообломочных осадков. В этом отношении сланцевые геосинклинали севера Урала существенно отличаются от Зилаирской сланцевой геосинклинали Южного Урала. Последняя по своему характеру ничем принципиально не отличается от геосинклиналей севера Урала, однако в верхнем девоне и низах карбона в нее поступала масса обломочного материала из эвгеосинклинальной зоны, в результате чего прогибание полностью компенсировалось осадками. По-видимому, в северных сланцевых геосинклиналях существовал подводный или, частично, надводный барьер, преграждавший доступ обломков с востока. Однако в некото-

рых местах обломочный материал «прорывался» внутрь сланцевых геосинклиналей. Так, в зоне северного окончания Лемвинского синклинория (к северу от гипербазитового массива Рай-Из) в карбоне формировались граувакковые песчаники райизской свиты, литологически очень сходные с граувакковой (аспидной) формацией Зилаирской геосинклинали. Обломочный материал поступал и в южную часть Лемвинской геосинклинали (сероцветная песчано-сланцевая формация). Можно ожидать появления песчаниковых отложений и перерывов в осадконакоплении в нижних частях верхнего подэтажа, отвечающих времени общего воздымания всей геосинклинальной системы. В Лемвинской геосинклинали стратиграфия девонских отложений разработана очень слабо, но, возможно, именно этому этапу частично отвечают песчано-алевролитовые отложения, сходные с образованиями верхнесобского комплекса. В западном борту Лемвинской геосинклинали с этапом общего воздымания геосинклинальной системы, по-видимому, связан перерыв в основании каменноугольных отложений. В пределах Пайхой сланцевой геосинклинали эйфельские отложения представлены толщей песчаников, сносившихся из внутренних частей геосинклинальной области.

Восточным обрамлением миогеосинклинальной зоны, по-видимому, была Уралтауская система шовных геоантиклиналей. В северном секторе поднятия отчетливо чувствуются по характеру обломочного материала верхнесобского комплекса и райизской свиты. Размыву подвергались в основном образования доуралид Харбейского антиклинория. По данным О. А. Кондияйна и А. Г. Кондияйн (1960), в девонских отложениях южного сектора по мере приближения к Вогульско-Уралтаускому антиклинорию заметно увеличивается количество обломочного материала, намечая тем самым систему поднятий, отделявшую миогеосинклинальную зону от эвгеосинклинальной.

Зона Главного Уральского глубинного разлома во время формирования верхнего подэтажа уже не представляла собой единого широкого пояса динамической активности. Движения в зоне дифференцировались по сравнительно узким, крупным разломам, сопровождавшимся системой оперяющих нарушений. Наиболее сложная система основных и оперяющих разломов возникла в зонах поперечных поднятий. Процессы метаморфизма и метасоматоза, по-видимому, проявлялись локально вблизи крупных разломов. В этих же зонах возникали тела метасоматических гранитов и внедрялись мелкие тела гипербазитовых интрузий. К концу времени формирования верхнего подэтажа движения по глубинному разлому еще более дифференцируются в узкие зоны, по которым произошло внедрение крупных гипербазитовых интрузий.

В эвгеосинклинальной зоне на рассматриваемом этапе продолжается дальнейшее развитие наметившихся ранее структур. В большинстве случаев отложения верхнего структурного подэтажа с разрывом и несогласием залегают на подстилающих породах, фиксируя эпоху общего воздымания Уральской геосинклинальной системы. В отличие от предыдущего этапа, в прогибах эвгеосинклинальной зоны резко уменьшается количество вулканогенных пород. В основном, начиная со среднего девона происходило накопление мощных грубообломочных полимиктовых пород, среди которых локально появляются вулканические образования и рифогенные известняки. Судя по характеру обломочного материала, источниками сноса являлись местные поднятия внутри эвгеосинклинальной зоны и расположенные западнее поднятия Уралтауской системы геоантиклиналей.

По аналогии с районами среднего и Северного Урала (Пейве, 1949; Штрейс, 1951; и др.) можно предположить, что в более внутренних ча-

стях геосинклиналей количество грубообломочного материала существенно уменьшается и возрастает роль рифогенно-известняковых формаций. К концу девона вулканическая деятельность в эвгеосинклинальной зоне почти полностью затухает. В самом конце девона и в нижнем карбоне вновь фиксируется вспышка вулканизма, проявившаяся не повсеместно (каменноугольные отложения Тагильской геосинклинали и верхнедевонские или каменноугольные отложения галактионовской свиты Хулгинского синклинория). В Щучинской геосинклинали в нижнекаменноугольное время накапливались известняки.

Для времени формирования верхнего подэтажа характерна дальнейшая дифференциация заложенных ранее структур. Как показано выше, в это время отдельные части западного борта эвгеосинклинальной зоны (Тагильский, Хулгинский, Войкарский и Щучинский синклинории) разделялись четкими перемычками, представлявшими собой более приподнятые, чем в синклинориях, участки. Хулгинский прогиб, расположенный на восточном продолжении Кожимского поперечного воздымания, приобрел существенные отличия. В то время, как в остальной части западного борта эвгеосинклинальной зоны накапливались терригенные породы, в Хулгинском прогибе происходило формирование рифогенно-известняковых образований. Наряду с такой поперечной дифференциацией структур ~~появляется отчетливая~~ продольная их дифференциация. Примером этому служит шовная антиклиналь Войкарской геосинклинали, разделяющая менее и более интенсивно прогибавшиеся ее части.

К концу нижнего карбона геосинклинальное осадконакопление на севере Урала постепенно прекращается и эвгеосинклинальная зона испытывает тенденцию к воздыманию. С ним связано появление грубообломочных молассовых отложений среднего карбона в Щучинском синклинории. Эти отложения фиксируют начало орогенного этапа развития Урала и должны быть отнесены к верхнему структурному этажу уралид.

Верхний структурный этаж уралид

Верхний этаж отвечает времени окончания геосинклинального развития, возникновения горного складчатого сооружения и формирования краевых, периклинальных и внутренних прогибов. Нижняя граница верхнего этажа фиксируется по появлению соответствующих грубообломочных отложений. Эта граница различна для разных частей Урала, так как начало воздымания не было одновременным на всей площади. Наиболее ранние отложения верхнего структурного этажа датируются средним карбоном. В рассматриваемой части Урала им соответствуют среднекаменноугольные (?) отложения Щучинского синклинория. По-видимому, это одно из немногих мест, где сохранились отложения внутренних впадин. В основном отложения верхнего структурного этажа сконцентрированы в краевых и периклинальных прогибах.

Начиная с середины карбона, геосинклинальное развитие Урала, по-видимому, прекращается, сменяясь орогенным этапом развития. При этом начинается интенсивное воздымание Уральской горной страны. Одновременно на границе между платформой и геосинклинальной системой закладывается сравнительно узкий краевой прогиб, заполняющийся обломочным материалом. По мере своего развития, одновременно с ростом горной страны, краевой прогиб распространяется все дальше на запад, захватывая прилегающие части платформы. Морское осадконакопление постепенно сменяется континентальным. В поднятие, по-видимому, постепенно включают внутренние зоны краевого прогиба. Об этом свидетельствует появление нижнепермских пород в виде обломков в верхнепермских отложениях. В верхнепермское время осад-

ки, сносимые с Урала, распространяются далеко на запад в пределы Русской платформы.

Одновременно с образованием краевого прогиба в северной части Урала, в зоне его виргации и сочленения с палеозойскими системами Новой Земли, заложился громадный периклинальный прогиб, перекрывающий эту зону сочленения. Как показывает поведение изопахит и фациальных границ, периклинальный прогиб часто пересекает простирающиеся геосинклинальные структур. Так, в районе Пайхойского антиклинария долготные изопахиты и фациальные границы не считаются с северо-западными простирающимися структурно-фациальных зон собственно геосинклинальных отложений в этом месте. Сейчас трудно сказать, перекрывали ли осадки периклинального прогиба всю зону северной виргации Урала, образуя полную периклиналь Уральского складчатого сооружения, или только западные его части. Периклинальные прогибы заполнялись обломочным материалом, поступавшим с юга и с внутренних поднятий. Так же, как и в краевом прогибе, морское осадконакопление постепенно сменяется континентальным.

В конце орогенного этапа развития (верхний триас) происходит оживление древних направлений и периклинальный прогиб расчленяется на частные прогибы. Одновременно завершается формирование складчатых структур, осложняющих краевой и периклинальный прогибы.

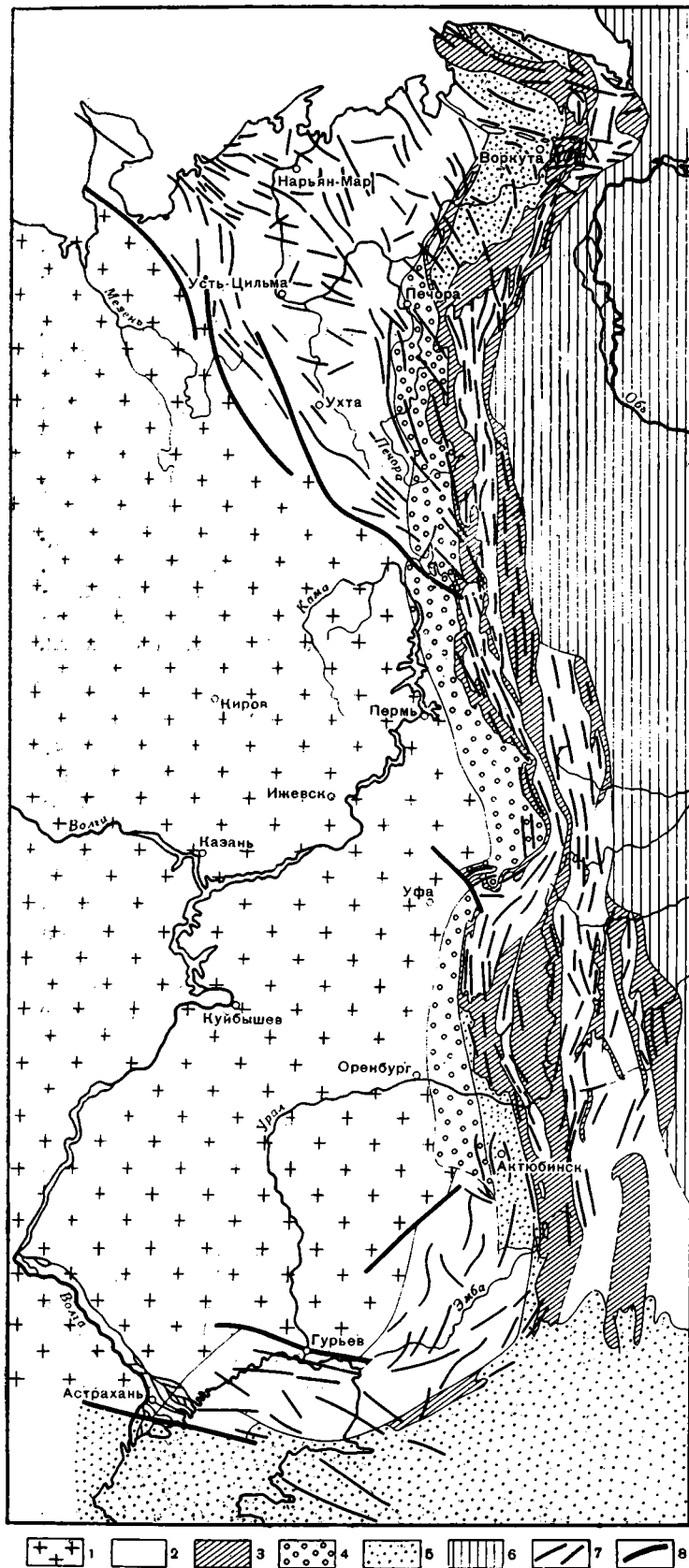
Юрские отложения (верхняя юра) с размывом и несогласием залегают на геосинклинальных и орогенных образованиях, знаменуя переход к платформенной стадии развития Уральской складчатой области.

СООТНОШЕНИЕ УРАЛИД И ДОУРАЛИД

При рассмотрении основных закономерностей структурного рисунка доуралид было указано, что на севере Урала по направлению с юга на север в доуралидах появляется все больше зон с различными простирающимися структур, зон частных виргаций, где наряду с долготными, «уральскими», структурами появляются структуры иных направлений. Частота появления таких зон, а также величина отклонения простирающихся структур от долготных возрастают в северном направлении вплоть до полного исчезновения долготных простирающихся в доуралидах самого севера Урала.

При описании основных тектонических зон уралид было указано, что наряду с четкой продольной тектонической зональностью на севере Урала намечаются крупные поперечные поднятия, пересекающие часть или все продольные тектонические зоны. Эти поднятия проявляются в фациях и имеют длительную и сложную историю. В зонах поперечных поднятий в основных структурных элементах уралид нередко появляются некоторые особенности. Во многих случаях эти поднятия контролируют размещение магматизма. Поперечные поднятия часто ограничиваются своеобразными шовными структурами, играющими существенную роль в распределении полезных ископаемых. Помимо поперечных поднятий для северных частей Урала свойственны значительные отклонения простирающихся продольных зон от типичных «уральских». Это отклонение сопровождается появлением специфических особенностей в строении продольных зон. Сравнение структурного рисунка доуралид со структурным планом уралид приводит к выводу о том, что указанные выше особенности структур уралид севера Урала во многом определяются строением доуралид (фиг. 53).

Наиболее южное из осложнений продольной зональности — поперечное поднятие Полюдова кряжа. Это поднятие отчетливо проявляется в краевых прогибах, разделяя Североуральский и Юрезано-Сылвенский краевые прогибы. Поперечное поднятие ориентировано в северо-



Фиг. 53. Схема соотношения структурного плана уралид и доуралид

- 1 — эпикарельская платформа;
- 2 — доуралиды в фундаменте платформы и в поднятиях уралид;
- 3 — геосинклинальный комплекс уралид;
- 4 — краевые прогибы;
- 5 — периклинальные прогибы;
- 6 — эпигирцинский платформенный чехол;
- 7 — простирания структур доуралид;
- 8 — разломы на границе эпигирцинской платформы и доуралид

запад — юго-восточном направлении. Юго-восточное его продолжение (в более внутренних зонах Урала) не совсем ясно. Однако характерно, что в Тагильском синклинории, непосредственно на юго-восточном продолжении рассматриваемого поднятия, наблюдаются существенные нарушения линейности структур, именно здесь сконцентрированы крупные массивы интрузий габбро-перидотитовой формации (Кытлымский массив и др.). По-видимому, в этом месте намечается некоторая зона воздыманий Тагильского синклинория. Зона поперечных воздыманий Полюдова кряжа приурочена к месту аномального строения доуралид. Как показано выше, именно здесь от меридиональных структур отворачивают на северо-запад структуры миогеосинклинальной зоны доуралид. Вследствие этого долготные структуры уралид, наследуя простираание эвгеосинклинальной зоны доуралид, оказываются секущими по отношению к западным, миогеосинклинальным, структурам доуралид.

К северу от Полюдова кряжа структуры уралид и доуралид ориентированы одинаково, в долготном направлении. Следующее осложнение продольной зональности намечает Тимаизское поднятие, расположенное в зоне краевого прогиба. Шарнир поднятия ориентирован в северо-западном направлении, продолжая на юго-восток дислокации Печорской гряды. По направлению на юго-восток, в пределах Вогульско-Уралтауского антиклинория, этой же зоне соответствует некоторое воздымание шарнира антиклинория. По данным А. С. Мельникова (1960), в Тагильском синклинории на продолжении рассматриваемой зоны по фациям намечается зона относительных поднятий, существовавших в течение палеозоя. В целом эта полоса воздымания структур расположена на продолжении глубинного разлома (Печорская гряда), разделяющего эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны доуралид в Печорской низменности. Как отмечалось выше, на юго-восточном продолжении этого глубинного разлома внутри эвгеосинклинальной зоны доуралид появляются, видимо, некоторые структуры северо-западного простираания, осложняющие основные, долготные, структуры доуралид этой части Урала. Зона воздыманий уралид приурочена к участку, где уралиды, наследуя основные простираания доуралид, оказываются наложенными по отношению к простираанию осложняющих структур доуралид. Севернее простираания уралид и доуралид на некотором отрезке остаются параллельными.

На Приполярном Урале отчетливо выделяется крупное Кожимское поперечное поднятие, резко осложняющее структуры уралид. Шарнир этого поднятия имеет в целом северо-западное простираание. В зоне краевых и периклинальных прогибов поднятия отвечает южная, приподнятая, часть Воркутинского прогиба и южная часть гряды Чернышова, отделяющие периклинальный прогиб от краевого, а сам краевой прогиб в пределах этой зоны выклинивается. В миогеосинклинальной зоне уралид отчетливо фиксируется крупное поднятие. Вогульско-Уралтауский антиклинорий приподнят; расположенный севернее Лемвинский синклинорий, подходя к Кожимскому поднятию, резко воздымается, суживается и, несколько отворачивая на восток, срезается зоной Главного глубинного разлома. Выше было показано, что Кожимское поднятие контролирует распределение фаций геосинклинальных отложений уралид. Северо-восточная граница поднятия в пределах миогеосинклинальной зоны необычайно резкая, как в структурах, так и в смене фаций. Вдоль нее развита своеобразная сероцветная песчано-сланцевая формация. По-видимому, эта граница связана с крупным тектоническим швом, ориентированным в северо-западном направлении. Южная граница Кожимского поднятия менее резкая, но возможно, что и здесь при дальнейшем изучении удастся выявить признаки поперечных шовных структур. Зона Главного глубинного разлома в пределах

Кожимского поднятия резко расширяется и приобретает сложное строение. В эвгеосинклинальной зоне строение Кожимского поднятия менее ясно; оно чувствуется и здесь, но не так отчетливо. Видимо, с ним связано воздымание и выклинивание севера Тагильского синклиория.

В структурном рисунке доуралид Кожимскому поднятию соответствует крупный узел виргации структур, в котором отчетливо выделяются структуры, уходящие в северо-северо-западном (в западной части) и в северо-восточном (в восточной части) направлениях.

Структуры уралид в зоне Кожимского поднятия оказываются резко секущими по отношению к северо-северо-западным структурам доуралид. При этом уралиды наследуют северо-восточные простирации доуралид. Наложенность структурного плана уралид отчетливо проявляется в западной половине Кожимского поднятия, где доуралиды имеют преимущественное северо-западное и северо-северо-западное простираение.

К северу от Кожимского поднятия уралиды довольно резко поворачивают на северо-восток, наследуя, по-видимому, северо-восточную ветвь структур доуралид. Смена простираций уралид сопровождается существенными изменениями в строении и истории развития геосинклинальных структур. Выше, при описании структур миогеосинклинальной зоны, было проведено деление уралид на два сектора, северный и южный, значительно отличающихся по характеру структур миогеосинклинальной зоны. Это деление в полной мере отвечает меридиональному отрезку структур уралид (южный сектор) и уралидам, в которых преобладающими являются не меридиональные, а иные (северо-восточные или, на самом севере Урала, северо-западные) структуры. Те же два сектора, отличающиеся по простирациям и строению структур, выделяются в системе краевых и периклинальных прогибов. Так, для южного меридионального сектора свойственно развитие краевого прогиба, а для северного сектора характерно развитие периклинальных прогибов, при отсутствии краевых. К сожалению, нет достаточных данных для проведения подобного анализа эвгеосинклинальной зоны, однако, несомненно, дальнейшее ее изучение позволит выявить принципиальные различия этой зоны в разных секторах.

Поворот от долготных структур к северо-восточным не происходит в виде плавной дуги. Здесь наблюдается «расщепление» структурных зон (эвгеосинклинальная зона, Главный разлом и т. д.) на систему более мелких структур, кулисообразно подставляющих друг друга, с постепенным разворотом на северо-восток. В месте поворота эвгеосинклинальной зоны возникает, по-видимому, несколько кулисообразно расположенных структур (Хулгинский синклиорий), выполненных мощными карбонатными формациями. По своему строению и формациям эта часть эвгеосинклинальной зоны значительно отличается от расположенных севернее и южнее Войкарского и Тагильского синклиориев.

С северо-восточными простирациями структуры уралид протягиваются без осложнений до Собского поперечного поднятия. Собское поперечное поднятие прослеживается через все продольные зоны уралид. В Воркутинском периклинальном прогибе ему соответствует приподнятая северная часть прогиба. В миогеосинклинальной зоне это поднятие выражено крупными антиклинальными структурами Енгано-Пэ и Манта-Нырда, которые развивались как внутренние поднятия в течение всего геосинклинального этапа. Лемвинский синклиорий, подходя к зоне поднятия, резко воздымается, суживается и далее в виде узкой цепочки синклиналей прослеживается в пределах поперечного поднятия, вдоль западного края Харбейского антиклиория. При этом формации Лемвинского синклиория резко замещаются алевролит-сланцевыми образованиями верхнесобского комплекса. Харбейский антиклиорий в южной своей части, отвечающей Собскому поперечному поднятию, сильно

приподнят, и выходы доуралид слагают значительную площадь. Зона Главного глубинного разлома в пределах Собского поднятия, приобретает сложное строение, разбиваясь на систему частных разломов и в целом образуя резкий коленообразный изгиб на восток. Такой же изгиб, но менее резкий, характерен и для разломов западного ограничения Харбейского антиклинория. В эвгеосинклинальной зоне Собскому поднятию отвечает широтная антиклинальная перемычка, разделяющая Войкарский и Щучинский прогибы. Как показано выше, эта перемычка существовала уже в начале времени формирования уралид.

Собское поперечное поднятие с севера и с юга ограничено поперечными шовными зонами, которые в разных продольных структурах проявляются по-разному. В Воркутинском периклинальном прогибе южная — Собская — шовная зона выражена узкими широтными горстообразными антиклиналями. Антиклинали, отвечающие Собскому шву, почти полностью перекрыты молодыми осадками, но, как показано выше, они устанавливаются по геофизическим данным. Восточнее, в миогеосинклинальной зоне, Собский шов выражен резким погружением структур, сменой фаций, появлением коленообразных изгибов структур и субширотными структурами в зоне поперечного шва. В пределах Харбейского антиклинория Собский шов совпадает с Собской поперечной швной антиклиналью доуралид, к которой приурочено большое количество зон среднепалеозойской гранитизации. Главный глубинный разлом, подходя к поперечному шву, образует резкий коленообразный изгиб на восток. Строение Собского поперечного шва восточнее (в эвгеосинклинальной зоне) неясно.

Поперечная шовная зона, ограничивающая Собское поднятие с севера, во многом сходна с Собской. В периклинальных прогибах этой зоне соответствует четкая система шовных антиклиналей гряды Чернова. В миогеосинклинальной зоне ее строение изучено недостаточно. Видимо, швной зоне соответствует резкое северное погружение Енгано-пейской и Манитаньрдской антиклиналей, а также развитые в этой части субширотные разломы и связанные с ними широтные горстантиклинали. В Харбейском антиклинории поперечный шов совпадает с Лонготюганской швной антиклиналью доуралид, к которой приурочено большое количество гранитоидов среднепалеозойского возраста. Восточнее, на протяжении Лонготюганский антиклинали, осложняется строение Главного глубинного разлома. По-видимому, у главного разлома появляются отходящие на восток ветви, на что указывает широтная ориентировка гипербазитового массива Харче-Рузь. Восточнее строение поперечного шва неясно.

В структурном плане доуралид Собскому поперечному поднятию отвечает зона изменчивых простирий структур. В этой зоне одновременно сосуществуют как долготные, так и северо-западные, северо-северо-западные и субширотные структуры. При этом структуры уралид, имеющие в целом субмеридиональное простириание, оказываются секущими по отношению к структурам доуралид иного направления. Поперечные шовные зоны, ограничивающие Собское поднятие уралид, существовали и в структурах доуралид. В разное время эти швы имели разный тектонический смысл. В доуралидах они ограничивают зону изменчивых простирий структур, а в уралидах ограничивают поперечное поднятие.

Севернее Собского поднятия на некотором расстоянии уралиды и доуралиды имеют долготное простириание. Но уже на широте Оченырдынской антиклинальной структуры на Урале выделяется следующая, правда очень плохо изученная, зона поперечных поднятий. Это поперечное поднятие построено несколько иначе, чем Собское. Строение северного поднятия удобнее всего проследить в миогеосинклинальной зоне. К северу от Лонготюганского поперечного шва, ограничивающего Собское подня-

тие, продольные структуры постепенно воздымаются. Максимум это воздымание достигает в северной части Оченырдынской антиклинальной зоны, где выходы образований доуралид достигают наибольшей площади. Севернее антиклинальная структура Оче-Нырда резко погружается и формации внутренних поднятий сменяются формациями сланцевых синклиналиев. Очень вероятно, что северный край этого поперечного поднятия ограничен крупным широтным тектоническим швом, сходным с Собским швом. Таким образом, это северное поперечное поднятие, в отличие от Собского, по-видимому, имеет асимметричное строение с плавным южным и более резким северным ограничениями. Северное поперечное поднятие расположено очень близко к Собскому, так что в миогеосинклинальной зоне по существу выделяется единая зона поперечных воздыманий, разделенных седловиной. Последняя расположена непосредственно севернее Лонготюганского поперечного шва. В связи с таким строением всей зоны воздыманий становится понятным отсутствие формаций Лемвинского типа между Собским и северным поперечным поднятиями. Седловина почти целиком сложена формациями внутренних поднятий, однако в бассейне р. Кары локально появляются силурийские формации Лемвинского типа.

В структуре доуралид северной, самой приподнятой части рассмотренного выше поперечного поднятия, отвечающей субширотные антиклиналы (Хуутинская и Няминская), отделяющие область развития субширотных структур доуралид самой северной части Урала. При этом структуры уралид в самой северной части рассмотренного поднятия оказываются секущими по отношению к структурам доуралид. Поперечный шов, ограничивающий с севера Оченырдыскую антиклинальную структуру уралид, почти совпадает с широтной антиклиналью доуралид, проходя по ее северному крылу.

Севернее, в самой северной части Урала, в структурах уралид, как и в структурах доуралид, полностью исчезают «уральские» простирации, сменяясь северо-западными и широтными. Система краевых поднятий и сланцевые синклиналии круто поворачивают на северо-запад, вдоль Пайхойского антиклинория. При этом на Пайхойском антиклинории прослеживаются только формации, характерные для краевых поднятий и сланцевых синклиналиев, а соответствующие им тектонические структуры (антиклинории и синклиналии) отсутствуют. Пайхойский антиклинорий образовался, видимо, позднее, в конце времени формирования Уральско-складчатого сооружения. Положение Пайхойского антиклинория не случайно. По времени своего возникновения и по своему тектоническому положению этот антиклинорий аналогичен шовным антиклинальным зонам типа гряды Чернова и антиклинальным структурам западной части Собского поперечного шва. Действительно все эти три структуры в пределах периклинальных прогибов формировались в заключительные стадии развития геосинклинальной области и представляют собой проявление субширотных шовных зон. Пайхойский антиклинорий продолжает на запад шовную зону северного окончания Оченырдынской антиклинальной структуры. При этом амплитуда шовных антиклиналей в периклинальных прогибах возрастает с юга на север.

Выше указывалось, что одновременно с изменением простираций появляются специфические, не свойственные Уралу черты в морфологии структур. Так, начиная с Пайхойского антиклинория, широкое развитие получает кулисное строение структур. Характерно отсутствие поперечных структур, свойственных более южным частям Урала. Новоземельский антиклинорий имеет, в целом, северо-восточное простираение с постепенным поворотом к широтному на севере. По-видимому, этот поворот осуществляется посредством системы кулисообразно расположенных структур, разбитых продольными разломами, возможно сдвигового

характера. В самой северной части Новой Земли структуры имеют широтное простираие, резко, по широтному разлому, сочленяясь с Ново-земельским антиклинорием. Выше указывалось, что по характеру формаций и магматизму Новая Земля значительно отличается от Урала. По-видимому, здесь мы вступаем в какую-то иную, отличную от Урала, палеозойскую складчатую область, бо́льшая часть которой скрыта под водами Ледовитого океана.

Приведенные выше данные позволяют наметить некоторые самые общие закономерности связей доуралид и уралид. Основная закономерность структурного плана доуралид сводится к постепенной смене долготных «уральских» простираий северо-западными и субширотными структурами на севере. Эта смена происходит посредством появления все большего количества зон, где наряду с «уральскими» появляются иные простираия структур, и, наконец, меридиональные направления исчезают совершенно.

Структуры уралид отличаются значительно бо́льшей выдержанностью меридиональных направлений, которые несомненно являются генеральными для Урала. Однако уралиды «приспосабливаются» к характеру строения доуралид, с чем и связаны основные отличия строения уралид севера Урала от его более южных районов. Во всех случаях структуры уралид наследуют те простираия доуралид, которые имеют долготное направление, или отклоняются от них минимально. Наследуя долготные или близкие к ним простираия структур доуралид, уралиды оказываются секущими по отношению к структурам других простираий в зонах с изменчивым структурным рисунком доуралид. В местах такого наложения в структурах уралид возникают длительно развивающиеся поперечные поднятия. Одновременно с увеличением значения северо-западных и широтных направлений в зонах с различными простираиями структур доуралид поперечные поднятия уралид становятся все более четкими и захватывают все бо́льшее количество продольных зон Урала. Миогеосинклинальные структуры доуралид на широте Полюдова крыжа отворачивают на северо-запад, в то время как более восточные структуры имеют выдержанное долготное простираие. Соответственно в западных зонах, где структуры уралид оказываются наложенными, возникло отчетливое поперечное поднятие Полюдова крыжа. Кожимское поперечное поднятие приурочено к той зоне, где уралиды оказываются резко секущими по отношению к северо-северо-западным структурам доуралид. Севернее Кожимского поднятия в доуралидах, по-видимому, отсутствовали долготные структуры, и, в соответствии с этим, уралиды наследовали северо-восточные простираия. В пределах Собского поднятия доуралиды образуют крупную зону изменчивых простираий, и структуры уралид оказываются наложенными по отношению к доуралидам. Соответственно Собское поднятие прослеживается на всем поперечнике Урала. Несколько севернее, в доуралидах, вновь появляются долготные простираия и структуры уралид наследуют их.

В самой северной части Урала в доуралидах полностью исчезают долготные структуры, сменяясь широтными и северо-западными. В соответствии с этим в палеозойских структурах также исчезают «уральские» простираия. Одновременно, как показано выше, появляются черты отличия от Урала в характере тектонических структур и в формациях. Место полного исчезновения типичных для Урала долготных структур можно с некоторой степенью приближенности рассматривать как место естественного северного окончания Урала и место его сочленения с другими, пока еще нам неясными палеозойскими складчатыми сооружениями. Зона сочленения Урала с другими геосинклинальными системами не может быть проведена в виде единой линии, а должна рассматриваться как определенная область, где сосуществуют характерные признаки

обеих систем. Именно к этой области относятся структуры Пай-Хоя, о. Вайгач и, отчасти, юга Новой Земли.

Таким образом, для доуралид и уралид намечается общее закономерное исчезновение долготных «уральских» простираний структур в северном направлении. Однако уралидам свойственны более выдержанные простиранья, и их смена «неуральскими» простираньями происходит значительно севернее, чем в доуралидах. Последнее обстоятельство вызвало секущее взаимоотношение уралид и доуралид в ряде мест.

Тектонические особенности, характерные для севера Урала, находят аналогию на самом юге Урала. Как показали исследования А. Л. Яншина (1962), Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1969), южное, погребенное, продолжение меридиональных структур Урала в районе Устюрта и южного берега Аральского моря вплотную подходит к субширотным структурам пояса Тетис (в широком понимании этого слова, включая и палеозойские складчатые образования пояса). Судя по данным бурения в смежных районах и по данным геофизики, область сочленения этих геосинклинальных систем перекрыта мощным молассовым комплексом периклинального прогиба. Южная часть Прикаспийской синеклизы видимо расположена на складчатом основании доуралид. В этом отношении намечается некоторая аналогия с севером Урала. В обоих случаях эпикарельская часть Русской платформы «напаяна» более молодыми складчатыми образованиями (доуралиды). При этом уралиды имеют более выдержанное долготное простиранье и местами оказываются секущими по отношению к доуралидам. На юге Урала почти вся территория, где можно ожидать резкое расхождение структурных планов уралид и доуралид, перекрыта образованиями периклинального прогиба и более молодыми осадками. Однако самые северные «следы» такого несоответствия структурных планов устанавливаются на юге Урала. Так, в районе Сакмарского и Кемпирсайского поднятий простиранья доуралид несколько отклоняются от долготных и структуры уралид пересекают их под острым углом (Херасков, Милановский, 1953). Здесь нет такого четкого поперечного поднятия, как на севере Урала, однако некоторые следы поперечного воздымания все же имеются. Именно с этим, по-видимому, связано возникновение Сакмарского и Кемпирсайского поднятий, на этой широте несколько приподнят Урало-Тобольский антиклинорий. Поворот на юго-запад структур доуралид в Прикаспийской синеклизе и появление следов поперечных осложнений на юге Урала, по-видимому, связано с тем, что долготные структуры Урала (как уралиды, так и доуралиды) торцово сочленяются с широтным палеозойским складчатым поясом Танышанид. На юге Урала обнажается только самая краевая часть зоны сочленения, в то время как на севере можно проследить эту зону значительно полнее. По аналогии с югом Урала можно предположить, что к северу от Урала расположен субширотный складчатый пояс, в составе которого широкое развитие имеют палеозойские складчатые образования. Этот пояс впервые был выделен Н. П. Херасковым (1956). По-видимому, к этому поясу относятся складчатые образования Таймыра, Северной Земли, Новой Земли, возможно, в какой-то мере, к этому же поясу следует отнести каледониды Скандинавии и Шпицбергена. По существующим реликтам трудно воссоздать картину строения этого гипотетического субширотного пояса. Вероятно, он построен сходно с палеозойскими складчатыми образованиями Алтае-Саянской области и Центрального Казахстана. Характерная особенность этих территорий заключается в отсутствии протяженных складчатых систем одного простиранья. Как правило, в этих областях выделяются системы структур разных простираний, сложно, подчас торцово, сочленяющиеся между собой. При этом обычно наблюдается сочетание складчатых систем разного возраста, причем складчатые образования более древнего возраста играют

роль поднятий, разделяющих прогибы с продолжающимся геосинклинальным развитием. По-видимому, аналогичное строение свойственно и северному, гипотетическому, складчатому поясу. Здесь отсутствуют выдержанные системы одного простирания. Северо-западные структуры Пай-Хоя сменяются северо-восточными структурами Новой Земли, которые в свою очередь сменяются широтными на самом севере острова. Восток-северо-восточные структуры Южного Таймыра чуть севернее, на п-ве Челюскина сменяются долготными структурами, прослеживающимися на о-вах Северной Земли. Последние в северо-западной части о. Октябрьской Революции и на о. Комсомолец сменяются северо-западными. Каледонские структуры Норвегии имеют северо-восточное простирание, а продолжающие их структуры Шпицбергена уже меридиональные. Можно привести еще ряд примеров. По-видимому, некоторая аналогия может быть намечена и в распределении складчатых систем разного возраста. Так, байкальские образования, прослеживающиеся через Тиман, п-ов Канин и о. Рыбачий к п-ову Варангер (Пушаровский, 1960), далее срезаются северо-восточными каледонскими структурами Норвегии. В. И. Бондарев отмечает появление девонских красноцветных песчаников в западном борту Новоземельского антиклинория. Подобные породы очень характерны для зон каледонид. Поэтому вполне возможно появление каледонских складчатых областей непосредственно к северо-западу от Новой Земли. Областью древней (возможно, дорифейской) складчатости, окруженной более молодыми образованиями, по-видимому, является восточная часть Шпицбергена (Клитин, 1960). Эта часть Шпицбергена не может быть непосредственно соединена с докарельской частью Русской платформы, так как отделена от нее более молодыми складчатыми образованиями Печорской синеклизы, п-ова Канин и о. Рыбачий. Южная часть Таймыра, вероятнее всего, имеет байкальский возраст геосинклинального основания (Соболевская, 1959; Соболевская, Мильштейн, 1961), если не считать его более молодого обновления, связанного с влиянием мезозойд. Севернее, на о-вах Северной Земли (Егiazаров, 1957), девонские красноцветные молассовые отложения образуют широкие мульды, что типично для орогенных образований каледонид. Таким образом, по имеющимся скудным данным, намечаются некоторые особенности гипотетического арктического пояса, роднящие его со строением Алтае-Саянской области и Центрального Казахстана.

Анализируя отклонения от линейности, свойственные северной части Урала и его обнаженной южной части, можно прийти к выводу о том, что эти нарушения связаны с переходом к северу и югу от Урала линейных геосинклинальных систем к нелинейным складчатым областям «казахстанского» типа. Те и другие, помимо степени линейности структур, по-видимому, существенно различаются по характеру тектонического развития.

Прослеживая историю развития Урала, можно видеть, что во время формирования доуралид структуры были сравнительно слабо выдержаны по простиранию. Наряду с долготными, нередко существовали структуры других направлений. Время развития уралид — это время преобладания меридиональных структур. При этом структуры иных простираний были резко подавлены. Максимум развития долготных структур наблюдается во время формирования краевых и периклинальных прогибов. Так, границы фаций и изопахиты пермских отложений прослеживаются в долготном направлении даже там, где более древние структуры уралид поворачивают на северо-запад (Пайхойский антиклинорий).

В конце триаса, по-видимому, оживились «подавленные» структуры северо-западного простирания, что привело к возникновению Пайхойского антиклинория и аналогичных структур на севере Урала. Возможно, с этим же связано резкое северное ограничение Зилаирского синклинория и расчленение краевого прогиба на частные прогибы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Поперечная зональность Урала, в целом, по-видимому, связана с существованием к северу и к югу от него крупных субширотных разновозрастных складчатых поясов. К северу от Урала к такому поясу относится Новая Земля. Выделенный для севера Урала северный сектор (включая в себя Полярный и Приполярный Урал до Кожимского поднятия включительно) можно рассматривать как зону отчетливого влияния Арктического субширотного пояса. Для структурного плана этого сектора характерны значительные отклонения простираций структур от долготных, крупные поперечные поднятия и т. д. Выше были отмечены характерные особенности структур этого сектора, отличающие его от более южных частей Урала.

Расположенный южнее южный сектор по особенностям структурного плана и строению самих структур можно считать «типичным Уралом». Ему свойственны выдержанные долготные простирания без существенных поперечных воздыманий. Такие поднятия, как поднятие Полюдова кряжа и Тимаизское, по своему масштабу и значимости несравненно меньше, чем поперечные поднятия северного сектора. Структурный план, характерный для южного сектора, выдерживается и для всего Северного и Среднего Урала. На южном Урале, к югу от широты Уфимского амфитеатра, вновь появляются некоторые отклонения простираций структур от долготных, появляются поперечные осложнения разного типа и т. д. Эти особенности структурного плана сопровождаются некоторыми особенностями строения продольных структур (появление крупного Зилаирского сланцевого синклинория, появление периклинального прогиба, постепенное выклинивание краевого прогиба и т. д.). Все это сближает Южный Урал с северным сектором Полярного Урала. По-видимому, здесь мы вновь вступаем в зону влияния субширотного складчатого пояса, в данном случае ограничивающего Урал с юга (пояс Тетис в широком смысле этого слова). Приведенная выше зональность отвечает поперечному расчленению Урала первого порядка.

Поперечная тектоническая зональность севера Урала обусловила появление отчетливой зональности в размещении полезных ископаемых. Угленосная (с коксующимися углями) формация, приуроченная к периклинальным прогибам, как и сами эти прогибы, распространена только в северном секторе Урала. Выше отмечалось, что появление угленосной формации не может объясняться только климатическими условиями, а несомненно связано с тектоническими факторами. Характерно, что угленосная формация пермского возраста распространена на Новой Земле и Таймыре. Возможно, что она вообще типична для субширотного арктического пояса. Не исключено, что эта формация в какой-то мере помологична верхнепалеозойской угленосной (с коксующимися углями) формации

орогенных впадин северных окраин Центрального Казахстана и Алтая (Карагандинский бассейн, Кузбасс).

Поперечное деление первого порядка сказывается на металлогенических особенностях миогеосинклинальной зоны. Для северного сектора (включая Кожимское поднятие) характерно широкое развитие полихронного гранитоидного комплекса, с которым связан целый ряд рудопроявлений. Особенно характерны редкоземельные (с танталом, ниобием, отчасти оловом), редкометалльные (вольфрамово-молибденовые, часто с медью, свинцом и оловом) и пьезокварцевые рудопроявления. Кроме того, в северном секторе отмечаются рудопроявления кварцево-арсенопиритового и кварцево-сульфидного (с золотом) типа, связь которых с магматическими комплексами неясна.

В отличие от северного сектора, в южном секторе аналогичные рудопроявления почти не развиты. Исключение представляет зона, расположенная на широте верховьев р. Илыч, на которой мы остановимся ниже. Новая Земля, Вайгач и частично Пай-Хой, которые с точки зрения тектонического развития можно рассматривать как реликты арктического пояса, характеризуются иной минерализацией. Здесь развиты месторождения флюорита (Амдерма) и телетермальные рудопроявления свинца и цинка, приуроченные к карбонатным образованиям палеозоя. Ю. Е. Молдаванцев считает, что гомологом этих образований можно считать, в какой-то мере, медно-свинцовые жильные рудопроявления северной части северного сектора.

Приведенные данные не исчерпывают всего разнообразия рудопроявлений севера Урала. Однако их анализ показывает отчетливую связь размещения полезных ископаемых с поперечной зональностью первого порядка. Ю. Е. Молдаванцев, анализируя металлогению миогеосинклинальной зоны севера Урала, пришел к выводу о том, что для северного сектора она по своим особенностям совмещает в себе черты металлогении варисских складчатых поясов Западно-Европейской и Восточно-Азиатской металлогенических провинций по классификации Ю. А. Билибина (1959). По мнению ряда исследователей, самые северные части Урала на определенных этапах своего развития входили в состав обширной металлогенической провинции, вместе с Таймыром и Новой Землей (Равич, 1959; Лобанов, 1962). Все это еще раз подчеркивает влияние Арктического пояса на северный сектор Урала.

Внутри северного сектора для миогеосинклинальной зоны удается наметить связь ряда рудопроявлений с поперечными структурами второго порядка (поперечные поднятия). К поперечным поднятиям приурочена основная масса гранитоидов (Кожимское, Собское поднятия и т. д.). Именно с этими поперечными поднятиями связано подавляющее большинство отмеченных выше рудопроявлений. При этом размещение конкретных рудных зон отчетливо контролируется более частными структурами, осложняющими эти поднятия. Особенно характерно это для некоторых редкометалльных и редкоземельных рудопроявлений. Они приурочены к крупным, долгоживущим шовным зонам, ограничивающим поперечные поднятия (Собское поднятие), или пересекающим их (крупный долготный шов в верховьях рек Манья и Шокурья в Кожимском поперечном поднятии). Характерно, что указанные шовные зоны под углом сочленяются с Главным глубинным разломом. Ф. Е. Апельцин и С. Г. Караченцев показали, что некоторые типы рудопроявлений генетически связаны с интенсивными наложенными процессами метасоматоза, глубоко выходящими на запад от зоны Главного глубинного разлома в пределах этих швов. Ф. Е. Апельцин допускает регенерацию полезных компонентов в связи с метасоматозом.

Приведенные закономерности позволяют, в какой-то мере, понять локальное проявление редкоземельной минерализации в южном секторе, в

верховьях р. Илыч. Они расположены на продолжении Тимаизского поперечного поднятия, являющегося ослабленным проявлением поперечных поднятий, характерных для северного сектора.

Эти весьма общие структурные связи позволяют наметить некоторые структурные зоны, перспективные для поисков месторождений редкоземельного и редкометального типа. Наиболее интересной представляется поперечная шовная зона, расположенная на самом севере Урала (Хуутинская шовная антиклиналь и ее западное продолжение — Няминская антиклиналь). Весьма перспективна зона северо-восточного ограничения Кожимского поднятия, вернее, ее восточное продолжение, непосредственно западнее зоны Главного разлома (верховья р. Танаготы), где, по-видимому, существует шовная структура, аналогичная Собской или Лонготюганской шовным антиклиналям. На самом юге рассматриваемой территории, по-видимому, перспективна зона, расположенная восточнее поперечного поднятия Полюдова кряжа.

Приведенные выше примеры структурного контроля над размещением полезных ископаемых далеко не исчерпывающи. Совершенно опущена из рассмотрения эвгеосинклинальная зона восточного склона Урала, как известно богатая полезными ископаемыми. Анализ этой зоны требует специальных исследований, которые мы не проводили. Реконструкция структурного плана доуралид имеет большое значение для поисков нефти и газа в Печорской низменности и в смежных с Уралом частях Западной Сибири. Как показали многие исследования, выявление структурных особенностей платформенных образований этих территорий невозможно без выяснения особенностей строения их фундамента. Фундамент Печорской низменности, сложенный комплексом доуралид, выходит на поверхность только на Тимане и на Урале. Закономерности строения доуралид в пределах Урала помогают правильно понять их строение под платформенным чехлом.

ЛИТЕРАТУРА

- Алешков А. Н. 1929. Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. Л., Изд-во АН СССР.
- Архангельский А. Д. 1923. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. 1. М.—Пг., Гос. изд-во.
- Баклунд О. О. 1911. Общий обзор деятельности экспедиции братьев Кузнецовых на Полярный Урал летом 1909 года.—Зап. АН, серия 8, физ.-матем. отд., 28, № 1.
- Баклунд О. О. 1913. Горные породы Полярного Урала и их взаимоотношения, ч. 1.—Зап. АН, серия 8, физ.-матем. отд., 28, № 3.
- Белостокский И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н. и др. 1959. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 34, вып. 6.
- Белоусов А. П. 1958. Дотельпосский ордовик на Полярном Урале.—Бюлл. науч.-техн. информ. М-ва геол. и охраны недр СССР, № 4.
- Белоусов А. П. 1963. Новое в геологии Хараматалоуской депрессии на Полярном Урале.—Сов. геол., № 2.
- Белоусов А. П., Львов К. А., Прохорова К. И. и др. 1958. О стратиграфии досилурийских толщ Полярного Урала.—Информ. бюлл. Уральск. геол. упр., № 5—6.
- Билибин Ю. А. 1959. Избранные труды, 2. М., Изд-во АН СССР.
- Богданов А. А. 1947а. О герцинской структуре западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы.—Вопросы теорет. и прикл. геол., сб. 4.
- Богданов А. А. 1947б. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы.
- Бондарев В. И. 1960. Ордовик Советской Арктики.—В кн.: «Стратиграфия и корреляция ордовика и силура». Л., Гостехиздат. (Международ. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 7).
- Бондарев В. И., Черкесов С. В. 1957. Стратиграфия палеозойских отложений острова Вайгач.—Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 5.
- Варсановьева В. А. 1940. Геологическое строение территории Печорско-Ильчского государственного заповедника.—Труды Печорско-Ильчск. гос. заповедника, вып. 1.
- Варсановьева В. А. 1963. Ордовикская и силурийская система Урала, Пай-Хоя и Тимана.—В кн. «Геология СССР, 2, ч. 1». М., Госгеолтехиздат.
- Виноградская Г. М. 1956. Сланцеватый полосчатый дунито-перидотит.—Зап. Всес. мин. об-ва, 85, № 2.
- Виноградская Г. М. 1961. Некоторые жильные образования Войкаро-Сыньинского перидотитового массива на Урале.—Матер. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, нов. серия, вып. 45.
- Владимирская Е. В. 1955. Девонские отложения Колво-Вишерского края.—Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 90.
- Войновский-Кригер К. Г. 1945. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала.—Сов. геол., сб. 6.
- Войновский-Кригер К. Г. 1955. Елецкая экскурсия. Путеводитель геологических экскурсий. Сыктывкар, Коми кн. изд-во.
- Войновский-Кригер К. Г. 1956а. Карбон западного склона Полярного и Приполярного Урала.—В кн.: «Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала...». Л.

- Войновский-Кригер К. Г. 1956б. О тектонической структуре и основных этапах геотектонического развития Печорского угольного бассейна.—Труды Лабор. угля АН СССР, вып. 6.
- Войновский-Кригер К. Г. 1956в. Силур и девон западного склона Полярного и Приполярного Урала.—В кн.: «Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала...». Л.
- Войновский-Кригер К. Г. 1960а. Ордовик Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала).—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 35, вып. 3
- Войновский-Кригер К. Г. 1960б. Особенности тектонического развития Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала).—В кн.: «Доклады на 5-й Геологической конференции КОМИ АССР в Сыктывкаре в апреле 1959 года». Сыктывкар.
- Войновский-Кригер К. Г. 1960в. Распределение фаций палеозоя на периферии Лемвинской фациально-структурной зоны (Полярный Урал) и некоторые выводы.—В кн.: «Доклады на 5-й Геологической конференции КОМИ АССР в Сыктывкаре в апреле 1959 года». Сыктывкар.
- Войновский-Кригер К. Г. 1963. Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 38, вып. 2.
- Волков С. Н. 1938. Новые данные по геологии западного сектора Арктики.—Проблемы Арктики, № 3—4.
- Волков С. Н. 1948. Эйфельские конгломераты восточного склона Приполярного Урала.—Матер. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, общая серия, сб. 8.
- Волков С. Н. 1960а. Нижний и средний девон северных районов восточного склона Урала.—Труды Геол. музея им. А. П. Карпинского АН СССР, вып. 2.
- Волков С. Н. 1960б. Средний палеозой северной окраины Нижне-Тагильского син-клиниория. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Волков С. Н. 1964. О взаимоотношении Урала, Пай-Хоя и Таймыра.—В кн.: «Материалы по региональной тектонике СССР». М.
- Волков С. Н., Попов В. И. 1938. Полярный Урал и Пай-Хой. Геологическая изученность Арктики и Субарктики СССР.—Труды Арктич. науч.-исслед. ин-та, 89.
- Волков С. Н., Яцук Н. В. 1937. Геологический очерк Полярного Урала. Объяснительная записка к карте Северной части СССР, м-ба 1 : 2 500 000.—Труды Арктич. ин-та, 97.
- Гарань М. И. 1950. Геологическое строение центральной метаморфической зоны южной части Среднего Урала.—Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 17.
- Гарань М. И. 1959. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала.—Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 32.
- Гарань М. И. 1960. Докембрий и кембрий Урала.—В кн.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». М., Изд-во АН СССР. (Международ. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8).
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. 1960. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан).—Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 44.
- Гаррис М. А. 1961. О корреляции докембрия Южного Урала в 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». Уфа, Изд-во Баш. фил. АН СССР.
- Гафаров Р. А. 1961. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы.—Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Гафаров Р. А. 1963. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы.—Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 85.
- Гессе В. Н. 1961. Предварительные результаты геолого-съемочных работ в бассейне р. Паги (Приполярный Урал).—Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. Европейской части СССР, вып. 1.
- Гессе В. Н. 1962. Новые данные по стратиграфии древних толщ Лемвинской структурно-фациальной зоны.—Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. Европейской части СССР, вып. 2.
- Голдин Б. А. 1964. О роли процессов контаминации и метасоматоза в образовании пород Парнукского массива.—Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 4.
- Городецкая Н. С. 1948. Строение угленосной толщи Кизеловского бассейна.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 23, вып. 3.

- Горохов С. С. 1963. Стратиграфия рифейских отложений хребта Урал-Тау на Южном Урале.— Автореф. канд. дисс. М.
- Горохов С. С., Петровский А. Д. 1962. Кембрийские и позднекембрийские отложения Сакмарского поднятия на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 145, № 6.
- Горский В. П. 1962. Закономерности размещения палеозойских геологических формаций в Предуральском прогибе.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, нов. серия, вып. 86.
- Горский В. П., Грамматчикова Е. А. 1960. Начальные этапы развития северной части Предуральского краевого прогиба.— В кн.: «Материалы годичной сессии ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 года». Л.
- Горский И. И. 1943. Геотектонические условия формирования угольных месторождений Урала и связанных с ними особенностей геологического строения месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., № 4—5.
- Горский И. И. 1958. Уральско-Новоземельская складчатая область.— В кн.: «Геологическое строение СССР», 3, ч. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Гофман Э. И. 1856. Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой. Исследования экспедиции, снаряженной Русским географическим обществом. СПб.
- Дедеев В. А. 1958а. Взаимоотношения Полярного Урала с соседними складчатыми областями.— Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 126, сб. 3.
- Дедеев В. А. 1958б. Геологическое строение и перспектива нефтеносности Щучинского синклинория. (Восточный склон Полярного Урала).— Автореф. канд. дисс. Л.
- Дедеев В. А. 1959. Фации и геологическая история среднего палеозоя восточного склона Полярного Урала.— Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 131, геол. сб. 4.
- Демочкин К. К., Романович Б. С., Бушканец Ю. С., Беляков Г. Д. 1957. Геологическое строение островов Новой Земли и острова Войгач.— Труды Науч.-исслед. ин-та Арктики, 81.
- Домрачев С. М. 1952. Девон хребта Кара-Тау и прилегающих районов Южного Урала.— Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 61.
- Евдокимов Ю. Б. 1959. Нижний палеозой западного склона Полярного Урала.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 102.
- Евдокимов Ю. Б. 1961. Некоторые фациальные особенности ордовикских отложений на западном склоне Полярного Урала.— Бюлл. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, № 3.
- Евсеев К. П. 1960. Стратиграфия и фации палеозоя Лемвинской структурной зоны Полярного Урала.— Бюлл. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, № 2.
- Егизаров Б. Х. 1957. Геологическое описание архипелага Северной Земли.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 81.
- Елисеев А. И. 1960. К стратиграфии карбона северной части гряды Чернышова.— Труды Коми фил. АН СССР, вып. 10.
- Елисеев А. И. 1961. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышова.— Автореф. канд. дисс. Сыктывкар.
- Есипов П. М. 1963. Верхний докембрий Северного и Среднего Урала.— В кн.: «Стратиграфия СССР, 2». М., Госгеолтехиздат.
- Ефимов А. А. 1961. О результатах изучения Кытлымского платиноносного массива.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 8.
- Журавлев В. С., Гафаров Р. А. 1959. Схема тектоники Северо-Востока Русской платформы.— Докл. АН СССР, 128, № 5.
- Журавлев В. С., Осадчук М. И. 1960. Структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 35, вып. 3.
- Журавлев В. С., Перфильев А. С., Херасков Н. П. 1965. Пространственное и временные соотношения между уралидами и доуралидами на восточном ограничении Русской платформы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 40, вып. 5.
- Заварицкий А. Н. 1924. Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале.— Изв. Геол. ком., 13, № 3.
- Заварицкий А. Н. 1932. Перидотитовый массив Рай-Из на Полярном Урале. Л.— М., Гос. науч.-техн. геол.-развед. изд-во.
- Заварицкий А. Н. 1937. Перидотитовые массивы Полярного Урала и окружающие их породы.— В кн.: «Петрография Урала, ч. 1». М.— Л., Изд-во АН СССР.

- Зайцев Н. С. 1964. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской области.— В кн.: «Активизированные зоны земной коры. Материалы 2-го Всесоюзного тектонического совещания». М., изд-во «Наука».
- Иванов Г. А. 1947. О циклическом строении угленосных отложений Воркутинского месторождения.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, угольная серия (№ 2).
- Иванова А. М. 1956. Протерозой и нижний палеозой северной части Полярного Урала.— В кн.: «Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала». Л.
- Иванова А. М. 1959. Верхнекембрийские и ордовикские отложения Пай-Хоя и северной части Полярного Урала.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 96, вып. 2.
- Иванова А. М., Устрицкий В. И., Молдаванцев Ю. Е. 1957. Геологическое строение Полярного Урала и Пай-Хоя.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 81.
- Караченцев С. Г., Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С. 1964. Новые данные о стратиграфии метаморфических толщ осевой полосы Полярного Урала.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 39, вып. 1.
- Карпинский А. П. 1919. Очерки геологического прошлого Европейской России. Пг., Изд-во «Природа».
- Келлер Б. М. 1949. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с нею образования.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 104, геол. серия (№ 34).
- Келлер Б. М. 1966. Вендский комплекс Урала.— Сов. геол., № 5.
- Клитин К. А. 1960. О тектонике Шпицбергена.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Кожина Т. К. 1955. Особенности некоторых доордовикских гранитных интрузий Северного Урала.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 159, петрогр. серия (№ 32).
- Кожина Т. К. 1958. Гранитные интрузии бассейнов рек Б. Харбей и Лонгот-Юган (Полярный Урал).— Труды Ин-та геол. рудных м-ний, петрогр., мин. и геохим. АН СССР, вып. 21.
- Кондаин А. Г. 1960. Силур южной части Печорского Урала. В кн. «Материалы годичной сессии ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 года». Л.
- Кондаин А. Г. 1962. Структурно-фациальные особенности силурийско-раннедевонского этапа тектонического развития севера Урала. Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 86.
- Кондаин А. Г. 1963. Структурно-фациальные особенности севера Урала на силурийско-раннедевонском этапе тектонического развития.— Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 92.
- Кондаин О. А. 1963а. Структурно-фациальное районирование севера Урала. Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 92.
- Кондаин О. А. 1963б. Структурно-фациальные особенности севера Урала на среднедевонском и позднедевонско-турнейском этапах тектонического развития.— Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 92.
- Кондаин О. А., Кондаин А. Г. 1960. Стратиграфия и фации девонских отложений южной части Печорского Урала.— Матер. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, вып. 28.
- Корень Т. Н. 1961. О новых находках лудловских граптолитов на Полярном Урале.— Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 87.
- Кузнецов Е. А. 1958. Габбро-перидотитовые формации Урала.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 33, вып. 2.
- Кузнецов Е. А., Фролова Т. А. 1955. К тектонике Среднего Урала.— В кн.: «Вопросы геологии Азии, 2». М., Изд-во АН СССР.
- Либрович А. С. 1936. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале.— Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 81.
- Лобанов М. Ф. 1962. Металлогения Полярноуральско-Новоземельской складчатой области.— Сов. геол., № 3.
- Львов К. А. 1956. Докембрий и нижний палеозой Приполярного Урала.— В кн.: «Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала». Л.
- Львов К. А. 1957. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии.— Сов. геол., сб. 55.
- Львов К. А. 1959. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 105, вып. 2.

- Львов К. А., Попович Н. И. 1960. Палеогеография и фации кембрия (каратауского комплекса) на Урале.— Матер. Всесоюзн. науч.-исслед. геол. ин-та, вып. 28.
- Лупанова Н. П., Маркин В. В. 1964. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинали (Восточный склон Полярного Урала). М.—Л., изд-во «Наука».
- Македонов А. В. 1958. Литология и генезис продуктивной толщи Печорского угольного бассейна.— В кн.: «25 лет геологического изучения Печорского бассейна». Сыктывкар, Коми кн. изд-во.
- Малашевский В. Н., Попович Н. И. 1961. Структурно-фациальные зоны Приполярного и Полярного Урала в кембрийском периоде.— Труды Всесоюзн. науч.-исслед. геол. ин-та, 67.
- Мамаев Н. Ф. 1961. Морской нижний кембрий на восточном склоне Южного Урала. Сов. геол., № 5.
- Мамаев Н. Ф., Черменинова И. В. 1958. Новые данные по стратиграфии ордовика района пос. Варны на Южном Урале.— Информ. бюлл. Уральск. геол. упр., № 5—6 (11—12).
- Маркин В. В. 1956. Ордовик западного склона Приполярного Урала.— В кн.: «Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала». Л.
- Маркин В. В. 1960. Ордовик и силур западного склона Приполярного Урала. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Мельников А. С. 1960. Основные черты стратиграфии среднего палеозоя восточного склона северного Урала.— В кн.: «Материалы годичной сессии ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1959 года». Л.
- Миклухо-Маклай А. Д., Львов К. А. 1960. Древний вулканизм Полярного и Приполярного Урала и связанные с ним медные рудопроявления.— Сов. геол., № 1.
- Миклухо-Маклай А. Д., Пахло Я. Р. 1965. К вопросу о кембрийских отложениях Полярного и Приполярного Урала.— Докл. АН СССР, 162, № 4.
- Мирошников Л. Д. 1956. Стратиграфия и тектоника палеозоя центральной части полуострова Челюскин.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 89.
- Младших С. В. 1959. Ордовик Чусовского Урала.— Докл. АН СССР, 127, № 2.
- Молдаванцев Ю. Е. 1963. Магматизм северной части Урала и некоторые черты связанной с ним металлогении.— В кн.: «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Уральского петрографического совещания». Свердловск.
- Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С. 1962. Проявление метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С. 1963. Связь магматизма с тектоникой на севере Урала.— В кн.: «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Уральского петрографического совещания». Свердловск.
- Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Херасков Н. П. 1960. Закономерности размещения магматизма и метаморфизма севера Урала в связи с тектоническими структурами.— В кн.: «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». М., Госгеолтехиздат. (Международ. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 13).
- Морковкина В. Ф. 1955. Явления гибридизма и ассимиляции в породах габбро-перидотитовой формации Приполярного Урала.— Труды Ин-та геол. наук СССР, вып. 159, петрогр. серия (№ 32).
- Морковкина В. Ф. 1960а. Жадеиты в гипербазитах Полярного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Морковкина В. Ф. 1960б. Об особенностях метаморфогенного габбро (на примере габбро-перидотитовой формации Полярного Урала).— В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР.
- Морковкина В. Ф. 1962. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала.— Труды Ин-та геол. рудных м-ний, петрогр., мин. и геохим АН СССР, вып. 77.
- Морковкина В. Ф. 1967. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., изд-во «Наука».
- Наливкин В. Д. 1949. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии.— Труды Всесоюзн. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 46.
- Овчинников Л. Н. 1963. Абсолютный возраст докембрийских и палеозойских образований Урала по новым данным калий-аргонового и альфа-свинцового методов.— В кн.: «Труды III-ей сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., Изд-во АН СССР.

- Олли А. И., Романов В. А. 1960. Доордовикская история тектонического развития Южного Урала.— Вопросы геол. вост. окраины Русской платформы и Юж. Урала, вып. 7.
- Осадчев Б. Я., Иванова А. М. 1952. Геологическое строение бассейна рек Нямы, Лядгея и Б. Харуты (Полярный Урал).— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 19.
- Оффман П. Е. 1945. Основные черты структуры Среднего Тимана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 20, вып. 5—6.
- Оффман П. Е. 1949. Новые данные по истории развития Тимана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Оффман П. Е. 1961. О происхождении Тимана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 58.
- Падалка Г. А. 1936. Перидотитовый массив Пай-Ер на Полярном Урале.— Труды Арктич. ин-та, 47.
- Панов Д. Г. 1935. Основные черты тектоники Арктической Евразии.— Проблемы сов. геол., № 3.
- Парханов М. Н. 1956. Нижний палеозой западного склона Полярного Урала.— В кн.: «Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала». Л.
- Пейве А. В. 1949. Тектоника Североуральского бокситового пояса. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы (Матер. к познанию геол. строения СССР), нов. серия, вып. 4(8).
- Першина А. И. 1960. Стратиграфия силура и фации силура и девона Печорского Урала.— Труды Коми фил. АН СССР, № 10.
- Перфильев А. С., Молдаванцев Ю. Е. 1960. Пример несоответствия метаморфизма и стратиграфии (Полярный Урал).— Докл. АН СССР, 132, № 6.
- Погорев В. В. 1956. Опыт биофациального изучения воркутской свиты северо-восточной части Печорского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 5.
- Пономарев Т. Н. 1939а. Геологический очерк Воркутинского угленосного района Северной области.— Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 125.
- Пономарев Т. Н. 1939б. Геологический очерк Интовского угленосного района Печорского округа Коми АССР.— Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 125.
- Прохорова К. И. 1958. Выступление в прениях.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 5.
- Пушаровский Ю. М. 1959. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 28.
- Пушаровский Ю. М. 1960. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Раабен М. Е. 1956. Протерозой и нижний палеозой южной части Полярного Урала.— В кн.: «Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала». Л.
- Раабен М. Е. 1959. Стратиграфия древних свит Полярного Урала.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 35.
- Равич М. Г. 1959. Металлогения малых интрузий горного Таймыра.— В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых, 2». М., Изд-во АН СССР.
- Равич М. Г., Марков Ф. Г. 1959. Основные черты геологии и металлогении горного Таймыра.— Сов. геол., № 5.
- Решитко В. А. 1959а. Геологическое строение Качканарского габбро-перидотитового массива на среднем Урале.— В кн.: «Материалы первой научной конференции аспирантов Ростов-на-Дону ун-та». Ростов-на-Дону.
- Решитко В. А. 1959б. Метаморфизм зон расланцевания и глубинных разломов в районе Качканарского габбро-перидотитового массива на Урале.— Сов. геол., № 12.
- Руженцев В. С. 1930. Основы тектоники Урало-Эмбинского района.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 8, вып. 1—2.
- Сергиевский В. М. 1948. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала.— Матер. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, общая серия, сб. 8.
- Сергиевский В. М. 1960. Магматизм и развитие тектонических структур Урала.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 2.
- Сергиевский В. М. 1961. Основные закономерности развития тектонических структур, магматизма и металлогении Урала.— В кн.: «Тезисы докладов на Первом Уральском петрографическом совещании». Свердловск.

- Си́рин Н. А. 1945. Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 72, петрогр. серия (№ 22).
- Си́рин Н. А. 1946. История вулканических проявлений на Приполярном Урале.— В кн.: «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения...», М., Изд-во АН СССР.
- Си́рин Н. А. 1960. Вопросы интрузивного магматизма Северного Приполярного и Полярного Урала.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 35, вып. 4.
- Си́рин Н. А. 1962. Магматизм и его металлогенические особенности на Приполярном и Полярном Урале. М., Госгеолтехиздат.
- Си́рин Н. А., Шмакова Г. В. 1937. Геологическое описание южной части бассейна р. Вольи.— Труды Арктич. ин-та, 34.
- Смирнов Г. А. 1956. Уфимский амфитеатр.— Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 25.
- Соболевская Р. Ф. 1959. Новые данные по стратиграфии кембрийских отложений Центрального Таймыра.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 105, вып. 2.
- Соболевская Р. Ф., Мильштейн В. Е. 1961. О стратиграфии синия на Центральном Таймыре.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 125, вып. 17.
- Софронов Г. П. 1944. Рудные месторождения центральной полосы Полярного Урала и примыкающей к нему западной части Большеземельской тундры.— В кн.: «Материалы 1-й геологической конференции Коми АССР». Сыктывкар, Комигиз.
- Софронов Г. П. 1947. Результаты геологического изучения центральной полосы Полярного Урала и задачи дальнейших исследований.— В кн.: «Материалы 2-ой геологической конференции Коми АССР». Сыктывкар, Комигиз.
- Софронов Г. П. 1948. Новые данные по металлогении Урала.— В кн.: «Материалы 3-й геологической конференции Коми АССР». Сыктывкар, Комигиз.
- Софронов Г. П. 1956. Протерозой и нижний палеозой Полярного Урала.— В кн.: «Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала...». Л.
- Тернер Ф. 1951. Эволюция метаморфических пород. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Тетяев М. М. 1938. Геотектоника СССР. Л.— М., ОНТИ.
- Тихонович Н. Н. 1946. О структуре Тиманского кряжа.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 21, вып. 6.
- Удовкина Н. Г. 1959. К вопросу об эклогитизации ультраосновных пород в южной части хребта Марун-Кеу.— Труды Ин-та геол. рудн. м-ний, петрогр., мин. и геохим. АН СССР, вып. 32.
- Удовкина Н. Г. 1961. К вопросу об эклогитах и эклогитизации основных и ультраосновных пород на севере Урала.— В кн.: «Тезисы докладов на Первом Уральском петрографическом совещании, вып. 2». Свердловск.
- Удовкина Н. Г., Кожина Т. К. 1960. Петрохимические особенности гранитоидов Приполярного и Полярного Урала.— В кн.: «Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1958—1959 годы». М., Изд-во АН СССР.
- Устинов В. Я. 1958а. Новые данные о возрасте пород харотской свиты на Полярном Урале.— Информ. бюлл. Уральск. геол. упр., № 4.
- Устинов В. Я. 1958б. О стратиграфии досилурийских толщ Полярного Урала.— Информ. бюлл. Уральск. геол. упр., № 5—6 (11—12).
- Устинов В. Я. 1960. Стратиграфия нижнего палеозоя западного склона Полярного Урала.— Автореф. канд. дисс. Свердловск.
- Устинов В. Я., Соседков Э. С. 1958. Результаты полевых работ 1957 г. партии № 1 Полярно-Уральской экспедиции.— Информ. бюлл. Уральск. геол. упр., № 1.
- Устрицкий В. И. 1956. К вопросу о северном продолжении Урала.— Докл. АН СССР, 110, № 3.
- Устрицкий В. И. 1958. О характере контакта перми и карбона на Пай-Хое.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 80.
- Устрицкий В. И. 1959. Стратиграфия пермских отложений северо-восточного склона Пай-Хоя (район западнее Карской губы).— Сб. статей по палеонтол. и биостратигр., вып. 16.
- Устрицкий В. И. 1960. О границе нижней и верхней перми в Печорском бассейне и в Арктике.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 114.
- Устрицкий В. И. 1961а. О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 123.
- Устрицкий В. И. 1961б. Тектоника Пай-Хоя — северной оконечности Полярного Урала.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 125.

- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. 1962. Метаморфические реакции и метаморфические фации. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Фишман М. В. 1956. Геологическое строение и горные породы хребта Сабли (Приполярный Урал). Сыктывкар, Изд-во Коми фил. АН СССР.
- Фишман М. В. 1960. Магматизм и рудоносность западного склона Приполярного Урала.—Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, № 10.
- Фишман М. В. 1963. Гранитоидные интрузии Приполярного Урала и особенности металлогении.—В кн.: «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Труды Первого Уральского петрографического совещания, 3». Свердловск.
- Фишман М. В., Симаков Г. В., Голдин Б. А. 1960. Гранитоидные интрузии: верховий Б. Патока, М. Патока и Торговой (Приполярный Урал) и связанное с ними оруденение.—Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 1.
- Фотиади Э. Э. 1951. О строении складчатого фундамента Европейской части СССР.—Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 131.
- Хабаков А. В. 1945а. Геологическое строение Карского побережья северо-восточной части Пай-Хоя.—Труды Горно-геол. упр. Главсевморпути, вып. 20.
- Хабаков А. В. 1945б. Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями.—Труды Горно-геол. упр. Главсевморпути, вып. 15.
- Хворова И. В. 1961. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала.—Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 37.
- Херасков Н. П. 1948. Принципы составления тектонических карт на примере Южного Урала.—Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Херасков Н. П. 1952. Геологические формации (опыт определения).—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 27, вып. 5.
- Херасков Н. П. 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.—Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 91.
- Херасков Н. П., Милановский Е. Е. 1953. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала.—В кн.: «Памяти проф. А. Н. Мазаровича». М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы.
- Херасков Н. П., Перфильев А. С. 1963. Основные особенности геосинклинальных структур Урала.—Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 92.
- Чалышев В. И. 1961. Стратиграфия и литология лагунно-континентальных отложений перми и триаса Средней Печоры. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Чалышев В. И. 1962. О границе перми и триаса в бассейне р. Адзвы.—Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 2.
- Чернов Г. А. 1948. Новые данные по геологии и тектонике западного склона Приполярного Урала.—Докл. АН СССР, 61, № 5.
- Чочиа Н. Г. 1955. Геологическое строение Калво-Вишерского края.—Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 91.
- Чочиа Н. Г., Андрианова К. И. 1952. Девон Калво-Вишерского края.—Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, новая серия, вып. 61.
- Чудинов Ю. В. 1961. О блоковом строении Полярного Урала.—Докл. АН СССР, 136, № 4.
- Чумаков А. А. 1947. Новые данные по стратиграфии силура Полярного Урала.—Докл. АН СССР, 58, № 6.
- Шатский Н. С. 1932. Основные черты тектоники Сибирской платформы.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 10, вып. 3—4.
- Шатский Н. С. 1935. О тектонике Арктики.—В кн.: «Геология и полезные ископаемые севера СССР. (Труды первой геолого-развед. конференции Главсевморпути, 24—27 апреля 1935 г.). 1. Геология». Л., Изд-во Главсевморпути.
- Шатский Н. С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы. (Матер. к познанию геол. строения СССР, нов. серия, вып. 2/6).
- Шатский Н. С. 1946. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы.—Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Шатский Н. С. 1948. О взаимоотношении Пай-Хоя и Урала.—Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Шатский Н. С. 1960. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы.—В кн.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». М., Изд-во АН СССР. (Международ. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8).
- Шмелев Н. В. 1944. Геологическое строение и угленосность Силовского района.—В кн.: «Материалы 1-й геологической конференции Коми АССР». Сыктывкар, Комигиз.

- Шренк А. И. 1855. Путешествие к северо-востоку Европейской России через тундры самоедов к северным Уральским горам, предпринятое в 1837 году. СПб.
- Штрейс Н. А. 1951. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР.
- Эйно́р О. Л. 1945. Тектоника Печорского угленосного бассейна.— Сов. геол., № 7.
- Эйно́р О. Л. 1946. Взаимоотношение Урала и Пай-Хоя.— Матер. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, общая серия, сб. 7.
- Яншин А. Л. 1962. Основные черты тектоники верхнепалеозойских отложений периферии Мугоджар в связи с оценкой их нефтегазоносности.— В кн.: «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юговосточного обрамлений». М., Гостоптехиздат.
- Wubnoff S. 1923. Die Gliederung der Erdrinde. Berlin.

Андрей Степанович Перфильев

**Особенности тектоники
севера Урала**

Труды, вып. 182

*Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства *И. М. Ерофеева*
Технический редактор *Т. В. Алексеева*

Сдано в набор 19/XII 1967 г. Подписано к печати 23/IV 1968 г.

Формат 70×108¹/₁₆. Физ. печ. л. 14+4 вкл.

Усл. печ. л. 21. Уч.-изд. л. 21,2 Тираж 1000 экз.

Тип. зак. 7083. Т-06193. Цена 2 руб.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2 р.

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА