АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Н. И. ТИМОНИН

ТЕКТОНИКА ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

551.24

Н. И. ТИМОНИН

ТЕКТОНИКА ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

(Северное Приуралье)

1225

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Ленинградское отделение
ЛЕНИНГРАД · 1975

УДК 551.24(470.11 + 470.13)

Тектоника гряды Чернышева (Северное Приуралье). Тимонин Н.И. Изд-во „Наука", Ленингр. отд., Л., 1974, с. 1–130.

В работе дан анализ истории геологического развития Северного Приуралья, в пределах которого выделяется крупная линейно-складчатая структура – гряда Чернышева. Проведен формационный анализ отложений, развитых на этой территории, построена серия палеотектонических и палеогеологических карт. Сделан вывод о том, что в палеозое гряда Чернышева не являлась положительной конседиментационной структурой: на ее месте существовал флексурообразный перегиб слоев, связанный с разломом в фундаменте. Показаны морфологические особенности данной структуры, приведена схема ее формирования. Отмечена специфика гряды Чернышева, заключающаяся в том, что она сформировалась на платформе в зоне разлома глубокого заложения в процессе разгрузки интенсивных напряжений сжатия в зоне этого разлома во время древнекиммерийских тектонических движений.

Результаты проведенного в работе палеотектонического анализа Северного Приуралья и Большеземельской тундры могут оказать большую помощь при оценке перспектив нефтегазоносности данной территории. Илл. – 33, библ. – 220 назв.

Ответственные редакторы
В. С. ЖУРАВЛЕВ и В. Н. ПУЧКОВ

Т $\frac{20805-612}{055(02)-75}$ 654-75

© Издательство „Наука", 1975

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы в пределах Большеземельской тундры и северной части Предуральского краевого прогиба был открыт целый ряд нефтяных и газовых месторождений (Усинское нефтяное, Шапкинское газо-нефтяное, Василковское и Лаявожское газовые, Вуктыльское газоконденсатное и др.). В связи с этим, с целью правильной оценки перспектив нефтегазоносности этой территории, появилась необходимость выяснения истории ее развития, а также установления главнейших этапов формирования ее структурного плана и закономерностей распределения основных структурных элементов в ее пределах.

Территория Большеземельской тундры геологически еще слабо изучена. Выводы о ее строении обычно делаются на основании анализа геофизических материалов и данных сравнительно небольшого числа скважин, пробуренных главным образом в западной и центральной частях Большеземельской тундры. Поэтому для разрешения поставленных вопросов несомненный интерес представляют выводы, полученные при изучении тех крупных структур, которые доступны для непосредственного исследования геологическими методами. Одной из таких структур является гряда Чернышева - крупная линейно-складчатая структура Северного Приуралья.

Несмотря на то что изучение строения гряды Чернышева имеет более чем полувековую историю, до сих пор среди геологов нет единого мнения о типе этой структуры и ее генезисе. Она обладает весьма специфическими особенностями, из которых в первую очередь следует отметить ее интенсивную дислоцированность и линейный характер структур, совершенно не свойственные для структур внешнего ограничения краевых прогибов, к разряду которых она относится.

Благодаря специфическим особенностям гряды Чернышева на ее территории развиты отложения широкого возрастного диапазона: от нижнесилурийских до юрских включительно. Поэтому результаты формационного анализа, полученные при изучении тектоники структуры, могут быть распространены на обширную территорию прилегающей к ней части Большеземельской тундры, где эти отложения скрыты под мощным чехлом более молодых отложений и вскрыты пока единичными скважинами. Выяснение причин формирования гряды Чернышева позволит лучше разобраться в истории развития структурного плана Северного Приуралья и Большеземельской тундры.

Настоящая работа выполнена в Институте геологии Коми филиала АН СССР. В ее основу положены материалы полевых исследований, которые были проведены автором на территории гряды Чернышева с 1965 по 1970 г. Во время полевых исследований маршрутной съемкой покрыта практически вся ее территория. В результате этих работ значительно уточнена и детализиро-

вана геологическая карта и построена тектоническая карта гряды. При их составлении автор широко использовал метод дешифрирования аэрофотоснимков, который позволил наиболее объективно увязать отдельные детали этих карт (фиг. 1 и 2, см. вкладки).

Кроме материалов личных исследований, в данной работе обобщены материалы сотрудников Института геологии Коми филиала АН СССР, а также данные геологических и геофизических исследований ряда научных и производственных геологических организаций (УТГУ, ВКГРЭ, УТЭ, Ухтинского геофизического треста, Печорской геофизической экспедиции, ГИН АН СССР, ВНИГРИ, ВСЕГЕИ и др.), проведенных в разные годы как на самой гряде, так и на прилегающих к ней территориях.

В своей работе автор неоднократно пользовался помощью и консультациями научных сотрудников Института геологии Коми филиала АН СССР – А.И.Елисеева, В.И.Есевой, Н.В.Калашникова, З.П.Михайловой, А.И.Першиной, В.Н.Пучкова, В.А.Разницына, В.С.Цыганко, В.И.Чалышева, В.А.Чермных и других геологов. Весьма ценными оказались советы А.С.Перфильева, П.Е.Оффмана (ГИН АН СССР), В.А.Дедеева (ИГГД АН СССР), высказанные автору на разных стадиях подготовки данной работы.

В сборе и обработке материалов, а также в техническом оформлении работы большую помощь оказали лаборанты Института геологии Н.И.Беляев, В.А.Исакова, Л.П.Морохина, В.А.Носков, Н.И.Попова, Г.С.Семенова, Г.Ф.Семенов. Всем вышеупомянутым товарищам автор выражает благодарность.

Автор испытывает чувство глубокой признательности к научному руководителю, доктору геолого-минералогических наук В.С. Журавлеву, оказавшему всемерную помощь в подготовке данной работы.

Глава 1.

СОВРЕМЕННОЕ СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

Современный структурный план Северного Приуралья, в пределах которого расположена гряда Чернышева, в основных чертах был сформирован в послетриасовое время – в результате заключительной фазы варисцийского тектогенеза. В дальнейшем эта территория испытала эпейрогенические движения различной интенсивности и знака, а также блоковые движения по разломам. Однако эти движения не вызвали сколько-нибудь заметного изменения ее структурного плана.

В современном структурном плане северо-востока европейской части СССР (фиг. 2, см. вклейку) можно выделить следующие основные элементы. (с востока на запад): Уральскую складчатую область, из которой в дальнейшем будут рассматриваться лишь структуры западного склона Приполярного и Полярного Урала; Предуральский краевой прогиб с его ваннами: Большесынинской, Косью-Роговской и Коротаихинской; гряду Чернышева и поднятие Чернова, ограничивающие и на отдельных отрезках разделяющие указанные ванны, а также Печорскую впадину, на северо-востоке которой (в Большеземельской тундре) прослеживаются платформенные структуры, обладающие характерной северо-северо-западной субтиманской ориентировкой: Денисовский прогиб, Колвинский вал, Хорейверский прогиб, гряда Сорокина, Мореюский прогиб (Хайпудырская депрессия).

Гряда Чернышева, описанию которой посвящена настоящая работа, в географической номенклатуре известна под названием кряжа Чернышева. Она является одной из крупных линейно-складчатых положительных структур северо-востока европейской части СССР. В виде слабо приподнятой узкой возвышенности с плоской заболоченной поверхностью она прослеживается от хребта Сабли (выдвинутых к западу передовых складок Уральского складчатого сооружения) на юге до поднятия Чернова на севере. Протяженность гряды Чернышева превышает 400 км при ширине 7-10 км в южной, субмеридиональной ее части и до 30-40 км в северной части, характеризующейся северо-восточной ориентировкой структур. В южной части она служит водоразделом рр.Большой Сыни и Косью с ее левым притоком – Вангыром, а на севере – разделяет притоки р. Адзьвы и правые притоки р. Малой Роговой. В средней части гряду Чернышева прорывает р. Уса. Здесь имеются живописные утесы, сложенные известняками и доломитами нижнего силура, скальные выходы которых с давних времен известны под названием горы Адак (Keyserling, Krusenstern, 1846; Гофман, 1856, и др.).

Абсолютные отметки на большей части гряды Чернышева редко превышают 200 м, причем наиболее повышенные ее участки приурочены к междуречью Шарью и Еджидью и к верховьям р. Шер-Нядейты (226 м), а также к зоне сочленения гряды с передовыми складками Уральской складчатой области (250-300 м).

В геоморфологическом отношении гряда Чернышева представляет собой слабо возвышенную волнистую денудационную равнину, весьма незначительно выступающую над окружающей ее территорией. Характерными чертами рельефа являются валообразные поднятия, которые особенно отчетливо выделяются в северной, тундровой части гряды, где они именуются мусюрами - гряды Ворга-Мусюр, Малая Ворга-Мусюр, Изъя-Мусюр и т.д. Простирание данных гряд согласуется с общим северо-восточным простиранием структурных элементов этой части гряды Чернышева и подчеркивается ориентировкой речных долин.

На водоразделах коренные породы залегают близко от дневной поверхности, что способствовало образованию специфических форм рельефа, отчетливо наблюдаемых на аэрофотоснимках. К ним относятся, в частности, карстовые формы рельефа, с расположением карстовых воронок в виде цепочек, согласующихся с простиранием слоев. Помимо этого, отмечается характерная полосчатость, обусловленная чередованием узких гривок и впадин, занятых мелкими водотоками или болотами. Эта полосчатость вызвана скорее всего селективным выветриванием крутопадающих слоистых пород, благодаря чему на поверхности образуется весьма характерный рисунок местности.

По отмеченным выше особенностям рельефа и характеру гидросети удается наметить ряд дешифровочных признаков, позволяющих широко применять дешифрование аэрофотоснимков для решения вопроса о структурных особенностях гряды Чернышева (Пучков, Тимонин, 1968).

Южная часть гряды Чернышева, имеющая субмеридиональное простирание и расположенная на непосредственном продолжении структур западного склона Уральской складчатой области, по отношению к Предуральскому краевому прогибу является поперечным поднятием, разделяющим Большесынинскую и Косью-Роговскую ванны. Н. С. Шатский (1946в) называл эту часть гряды поперечной краевой флексурой, а В.С. Журавлев (1969, 1972) - Янью-ским поперечным поднятием.

Северная часть гряды Чернышева с северо-восточным простиранием ее структур осложняет внешний приплатформенный борт Косью-Роговской ванны, выполняя роль структуры внешнего ограничения краевого прогиба. Однако, как будет показано ниже, она резко отличается от структур, типичных для внешних ограничений более южных ванн Предуральского краевого прогиба (Тимонин, 1969).

В целом для Предуральского краевого прогиба обычно характерно зональное строение, причем чаще всего по структурным особенностям принято различать две его зоны - внешнюю, приплатформенную, и внутреннюю, приуральскую (термин Ю.М. Пущаровского, 1959). Для внутренней зоны, примыкающей к фронтальным частям Уральской складчатой области, характерны узкие линейные складки, отличающиеся резко асимметричным строением: крутыми западными крыльями и пологими восточными (Пущаровский, 1959). В большинстве случаев эти складки осложнены разрывными нарушениями, среди которых нередки пологие надвиги, переходящие в шарьяжи. Подобные нарушения, в частности, описаны В.И. Богацким и А.К. Войтовичем (1964) во внутренней зоне Верхне-Печорской ванны, на Курьинской и Патраковской антиклиналях.

По мере удаления от складчатой области на запад, к платформе, складки становятся все более простыми, и на внешнем, приплатформенном крыле краевого прогиба уже развиты очень пологие, редкие и изолированные складки. В южных ваннах Предуральского краевого прогиба - Бельской и Юрюза-

но-Сылвенской – широким распространением пользуются структуры облекания рифовых массивов. Объяснение явлению упрощения структурных форм, по-видимому, следует искать в ослаблении интенсивности тектонического воздействия складчатой области на краевой прогиб (Пущаровский, 1959).

Внешним ограничением Предуральского краевого прогиба чаще всего служит система региональных флексур, переходящих на глубине в разрывные нарушения. Этой системе на картах аномалий силы тяжести, как правило, отвечают четкие гравитационные ступени. Над упомянутыми нарушениями на внешних крыльях ванн Предуральского краевого прогиба, в платформенном чехле обычно формируются валообразные поднятия, осложненные цепочкой локальных структур. Для указанных структур характерен типично платформенный облик: они, как правило, отличаются сравнительно простым строением – пологими углами наклона крыльев и отсутствием или слабым развитием разрывных нарушений, а также наличием локальных брахиструктур. Обычно эти структуры асимметричны, причем более крутые углы наклона крыльев обращены в сторону осевой зоны краевого прогиба.

Рассмотрим характер внешних ограничений некоторых ванн Предуральского краевого прогиба. В частности, на внешнем приплатформенном борту Верхне-Печорской ванны прослеживается Мичаю-Пашнинский вал, по другим авторам: Мичаю-Пашнинская антиклинальная зона (Матвиевская, 1966), Мичаюский вал (Джанибеков, 1962), Лемью-Савиноборский вал (Дорошко, Куренков, 1964). П.А. Туманов (1968) называл эту структуру Ильичско-Чикшинским поднятием.

Мичаю-Пашнинский вал прослеживается в северо-западном направлении на расстоянии свыше 100 км. Впервые он был выявлен сейсморазведкой и подтвержден структурным бурением. На карте аномалий силы тяжести ему отвечает линейно вытянутая зона максимумов. В его пределах установлен ряд локальных поднятий северо-северо-западного простирания: Пашнинское, Восточно-Савиноборское, Северо-Савиноборское, Мичаюское и Восточно-Лемьюское, для которых характерно асимметричное строение: пологие ($1–3^{\circ}$) западные крылья и более крутые ($2–6^{\circ}$) восточные. Амплитуда поднятий по кровле сакмарско-артинских отложений не превышает 50–100 м, но по мере увеличения глубины она возрастает. Так, амплитуда Пашнинского поднятия по подошве нижней перми составляет всего 25–50 м, а по подошве отложений верхнего девона достигает 250 м (Туманов, 1968).

Мичаю-Пашнинский вал связан с крупным разрывным нарушением в фундаменте, по которому в начале франского века внедрилась магма основного состава. Этот разлом отчетливо фиксируется цепочкой положительных магнитных аномалий.

В качестве второго примера рассмотрим Уфимский вал, расположенный на границе Юрюзано-Сылвенской ванны с Пермско-Башкирским сводом. Впервые этот вал был описан Н.С. Шатским (1945) под названием Уфимского плакантиклинала. По данным П.А. Софроницкого (Софроницкий, Шершнев, 1963), Уфимский вал по кровле артинского яруса выделяется в виде огромного структурного выступа меридионального простирания. Длина его достигает 250 км, а ширина в северной части равна 10–15 км, но на юге увеличивается до 50–60 км, причем на юге плоский свод этого вала обрезан Каратауским взбросом. К юго-западу от поднятия Каратау прослеживается следующее, Охлебинино-Рязановское валообразное поднятие, являющееся южным продолжением Уфимского вала. Наиболее высокое залегание кровли артинского яруса наблюдается вблизи Каратауского поднятия – на глубинах +400 м и выше.

Уфимский вал, как и рассмотренный выше Мичаю-Пашнинский вал, представляет собой типичную платформенную структуру асимметричного строения: восточное крыло его, обращенное в сторону Предуральского краевого прогиба, имеет падение $2–4^{\circ}$, а местами достигает 7°. Западный склон вала пологий – с углами падения $0^{\circ}15' – 0^{\circ}30'$ и лишь на отдельных участках достигает 1°.

Центральная часть вала осложнена структурами облекания верхнеартинских рифов. Уфимский вал является навешенной структурой: по каменноугольным и девонским отложениям поднятие не отмечается – ниже кровли карбона фиксируется моноклиналь, погружающаяся в сторону Предуральского прогиба.

В отличие от рассмотренных выше структур внешних ограничений краевых прогибов, гряда Чернышева характеризуется целым рядом особенностей, и в первую очередь интенсивными дислокациями выколотых по разломам и выдвинутых на поверхность отложений, слагающих основание краевого прогиба, а также линейно-складчатым характером структуры в целом. По склонам гряды слои обычно поставлены „на голову" и запрокинуты в сторону ограничивающих ее с запада и востока чешуйчатых крупноамплитудных разрывных нарушений типа взбросо-надвигов и надвигов, местами переходящих в шарьяжи (Тимонин, Фирер, 1969). По этим разломам она граничит на западе с платформенными структурами восточной части Печорской впадины, а на востоке – с пологими брахиформными структурами Косью-Роговской ванны Предуральского краевого прогиба.

Характер сочленения гряды Чернышева с поднятием Чернова пока не ясен из-за отсутствия здесь естественных обнажений и глубоких буровых скважин. Некоторые сведения о зоне сочленения можно получить по материалам грави- и электроразведочных работ. Как известно, в результате проведения гравиметрических работ в области сочленения гряды Чернышева и поднятия Чернова установлено, что в северной части гряда Чернышева разветвляется на ряд антиклинальных структур, из которых к западу в среднем течении р. Адзьвы отходит гряда Гамбурцева, а к востоку, в субширотном направлении, – Верхнероговское поднятие. Непосредственным продолжением к северу структур гряды Чернышева служит узкая Нядейтинская антиклиналь, которая, по-видимому, торцово сочленяется с поднятием Чернова.

Глава П.

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИКЕ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

Прежде чем приступить к непосредственному рассмотрению истории развития представлений о тектонике гряды Чернышева, необходимо кратко осветить два вопроса, решение которых в той или иной степени влияло на представления геологов о тектонической природе гряды. Это, с одной стороны, вопрос о возрасте и внутреннем строении фундамента Большеземельской тундры, в пределах которой расположена гряда Чернышева. С другой стороны, не меньший интерес вызывает вопрос о трактовке характера складчатости и формационной принадлежности отложений, слагающих основание северных ванн Предуральского краевого прогиба: Косью-Роговской и Коротаихинской.

1. СОСТАВ И ВОЗРАСТ ФУНДАМЕНТА БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ

До недавнего времени прямые геологические данные о составе пород фундамента Большеземельской тундры отсутствовали, а выводы о строении фундамента и его возрасте делались или на ошибочных заключениях о находках выходов кристаллических сланцев в северной части этой территории (Шренк, 1855; Мурчисон и др., 1849; Чернышев, 1907, и др.), или на различных толкованиях данных аэромагнитных и гравиметровых съемок. В течение длительного времени в литературе продолжается дискуссия о древнем, дорифейском, или же молодом, байкальском, возрасте фундамента этой территории.

На существование в фундаменте Большеземельской тундры жесткой глыбы указывал А.П. Карпинский (1919). Впоследствии его взгляды поддерживали А.Е. Ферсман (1932), Д.Г. Панов (1935), Н.Н. Тихонович. В течение последних лет точку зрения о древнем, дорифейском возрасте фундамента поддерживали Г.А. Чернов (1960б, 1962а, 1968, 1972), В.А. Разницын (1963, 1964, 1969а, 1969б), З.И. Цзю (1964, 1971), П.А. Туманов (1967, 1968), М. И. Залипухин (1963).

Соображения о байкальском возрасте фундамента Большеземельской тундры были впервые высказаны Н.С. Шатским (1935, 1946а) и поддержаны

К.Г. Войновским-Кригером (1948, 1956, 1958). Правда, в последние годы жизни Н.С. Шатский отказался от своей прежней точки зрения и высказал мнение о существовании здесь древней Баренцевой плиты (Шатский, Богданов, 1961; Шатский, 1964).

На основании проведенной в 1954 г. мелкомасштабной аэромагнитной съемки Р.А. Гафаров первоначально высказывал предположение о наличии в пределах северо-восточного угла Восточно-Европейской платформы „Большеземельской докембрийской плиты". Впоследствии в совместной статье с В.С. Журавлевым (Журавлев, Гафаров, 1959) он отказался от этой точки зрения и признал наиболее вероятным наличие в Большеземельской тундре фундамента, сложенного байкальскими эвгеосинклинальными формациями.

Эти взгляды получили дальнейшее развитие в работах В.А. Варсанофьевой (1961), Р.А. Гафарова (1961, 1963, 1966, 1972), В.А. Дедеева (Дедеев и др., 1965, 1969), В.С. Журавлева (1964б, 1969, 1972), А.С. Перфильева и Н.П. Хераскова (Хераскова, Перфильев, 1963; Хераскова, 1963; Перфильев, Хераскова, 1964; Журавлев, Перфильев, Хераскова, 1965; Порфильев, 1968), А.К. Заполънова (1971) и ряда других исследователей.

В 1971 г. в центральной части Большеземельской тундры скважины Возей-51 и Баганская-1 достигли фундамента и дали в руки геологов первый материал о составе слагающих его пород. Оказалось, что эти породы чрезвычайно близки по составу рифейским образованиям, широко развитым в районе хр. Сабля на Приполярном Урале. Эти данные, а также непосредственная связь между простираниями структур эвгеосинклинальной зоны доуралид и полосовых магнитных аномалий Большеземельской тундры позволяют более обоснованно говорить, что фундамент этой территории сложен эвгеосинклинальными формациями рифея.

2. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА КОСЬЮ-РОГОВСКОЙ ВАННЫ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

Во взглядах различных исследователей на тектонику этой ванны для нас наибольший интерес будут представлять вопросы о характере складчатости в ее пределах и о тектонической природе ее основания, так как в зависимости от той или иной трактовки этих вопросов зависит и определение природы гряды Чернышева.

Прежде всего необходимо отметить многообразие названий, которые различные исследователи давали этой структуре. Так, Т.Н. Пономарев (1939) называл ее Косью-Роговским синклинорием; Н.С. Шатский (1946) – Воркутской ванной Предуральского краевого прогиба, а несколько позже – Воркутской впадиной (Тектоническая карта..., 1957); Ю.М. Пущаровский (1959) – Воркутской впадиной (ячеей); Н.П. Херасков и А.С. Перфильев (1963) – Воркутским периклинальным прогибом, а В.С. Журавлев (1964а) – Интинской впадиной, или ванной Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы; К.Г. Войновский-Кригер (1948) – Усинской мегасинклиналью; А.М. Загороднов (1963) – Усинской впадиной; В.А. Дедеев (1966) – Усинским синклинорием, а позже – Косью-Роговским прогибом, или Косью-Роговской депрессией (Тектоника севера Русской плиты, 1969); Б.Л. Афанасьев, В.И. Яцук (1965) и О.А. Кондиайн (1966) – Косью-Роговской впадиной.

Из всего многообразия названий наиболее верной, на наш взгляд, является название Косью-Роговская ванна, так как пространственно она тяготеет к бассейну рр. Косью и Большой Роговой – притокам р. Усы, причем ее осевая часть почти совпадает с долинами указанных рек.

Не вдаваясь подробно в ее характеристику, укажем, что от более южных ванн Предуральского краевого прогиба ее отличает целый ряд особенностей, а именно: значительная ширина, достигающая 120–150 км, большая мощность орогенных формаций, наличие угленосной и флишоидной формаций, проявления траппового магматизма пермо-триасового возраста, более позднее время замыкания и большая длительность развития и, наконец, то, что она со всех сторон обрамлена линейно-складчатыми структурами. Эти ее особенности и повлияли в значительной степени на то, что по вопросу о ее природе существуют самые различные представления. Впервые на геосинклинальный характер палеозойских отложений на этой территории указывал А.А. Чернов (1937). Складчатое геосинклинальное основание Косью-Роговской ванны предполагали О.Л. Эйнор (1945); К.Г. Войновский-Кригер (1944а, 1947, 1948); А.П. Ротай (1947), Ю.М. Пущаровский (1959), Б.Л. Афанасьев и В.И. Яцук (1965).

Наличие геосинклинального палеозойского основания Косью-Роговской ванны предполагали также В.С. Журавлев, А.С. Перфильев, Н.П. Херасков (Херасков, 1963; Херасков, Перфильев, 1963; Журавлев, 1964а, 1969; Перфильев, Херасков, 1964; Журавлев, Перфильев, Херасков, 1965; Перфильев, 1968). Косью-Роговскую, а также Коротаихинскую и Карскую ванны они относили к системе Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы. По их мнению, на севере, в области Печорского угольного бассейна, происходит виргация уралид, вследствие чего орогенные формации здесь целиком расположены на палеозойском геосинклинальном основании. В отличие от типичных краевых прогибов этот периклинальный прогиб, по мнению указанных исследователей, характеризуется появлением специфических формаций: флишевой, паралической угленосной, а также резким увеличением мощностей выполняющих их отложений, наличием угловых несогласий в основании последних и повсеместной их дислоцированностью, что объясняется, по их мнению, большой подвижностью основания периклинальных прогибов.

В то же время существовали предположения о платформенном характере основания Косью-Роговской ванны. Такое мнение было впервые высказано Н.С. Шатским (1946в). На платформенный характер палеозойских отложений карбонатного ложа Косью-Роговской ванны указывали А.И. Першина (1962), А.И. Елисеев (1963), автор совместно с В.Н. Пучковым (Пучков, Тимонин, 1969) и Г.А. Чернов (1972).

3. ТЕКТОНИКА ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

Переходя непосредственно к рассмотрению развития представлений о тектонике гряды Чернышева, необходимо в первую очередь отметить, что из крупной линейной структуры, широко известной в настоящее время под названием гряды Чернышева, долгое время в литературе упоминалась лишь ее незначительная часть, тяготеющая к месту пересечения гряды р. Усой (Keyserling, Krusenstern, 1846; Мурчисон и др., 1849). Так, на карте, приложенной к работе А. Кейзерлинга и П. Крузенштерна, на этом месте была показана гора Адак в виде меридионально вытянутой изолированной полосы „горных известняков". В 1848 и 1850 гг. это место посетил Э. Гофман (1856), который считал гору Адак аналогом приуральских „парм" более южных районов.

В 1857 г. горный инженер А. Антипов 2-й (1858) описал гору Адак как „волнообразно приподнятые бугры горного известняка". Он относил ее к группе мелких изоклинальных складок, образующих широкую полосу вдоль западного склона Урала.

Первая попытка связать выходы палеозойских отложений Адакских гор с известными к тому времени скалистыми выходами Синькина носа на побережье Хайпудырской губы и о-вов Долгого и Матвеева была предпринята Э. Зюссом (Suess, 1901). Он предполагал, что Адакские горы в виде вогнутой к востоку дуги достигают Синькина носа, связывая Пай-Хой и Урал.

В 1904-1908 гг. изучением территории восточной части Большеземельской тундры, включая и гору Адак, занимались А.В. Журавский (1905, 1909) и Д.Д. Руднев (1905). Они установили, что гора Адак является лишь частью значительного по протяженности хребта, который А.В. Журавский первоначально назвал хребтом Адак-Тальбей.

Ознакомление с геологическими материалами, собранными указанными экспедициями, позволило академику Ф.Н. Чернышеву (1907, 1908) прийти к выводу, что в области между Уральскими горами и нижним течением р. Печоры находится полоса дислоцированных пород, образующих кряж, параллельный Уралу. Этот кряж, по предложению А.В. Журавского, Д.Д. Руднева и Н.А. Кулина, впоследствии был назван кряжем Чернышева (Кулик, 1914, 1915).

Исследования М.М. Кругловского в 1909 г. и Н.А. Кулика в 1909-1910 гг. дали первые сведения о структуре этого кряжа (Кулик, 1914, 1915), причем Н.А. Кулин впервые сделал попытку определить этапы геологического развития территории, занятой кряжем Чернышева. По его мнению, поднятие этого кряжа началось и с наибольшей энергией происходило во время отложения нижних слоев артинского яруса. Оживление деятельности горообразующих сил Н.А. Кулик (1915) относил к началу пермского (в современном понимании - верхнепермского), а возможно, и триасового периода, причем отмечал, что действие этих сил завершилось излиянием базальтов в области горы Тальбей.

Широкое развитие поисково-разведочных работ на уголь на территории Печорского угольного бассейна, которые проводились в 1923-1933 гг. под руководством А.А. Чернова, дало новый материал для выяснения тектоники гряды Чернышева. Касаясь вопроса о ее структурных особенностях, А.А. Чернов писал, что эта гряда представляет собой горст, ограниченный с запада и с востока колоссальными сбросами (А. Чернов, 1927). Возраст сбросов он считал позднемезозойским и связывал с ними излияния базальтов в северной части гряды Чернышева (А. Чернов, 1932, 1937).

Точка зрения А.А. Чернова о горстовой природе гряды была поддержана В.В. Копериной (1933) и С.Н. Волковым (Волков, Яцук, 1937). Аналогичные взгляды высказывал также О.Л. Эйнор (1945), который считал гряду Чернышева блоком, вырезанным из складчатого фундамента.

Против высказываний о горстовой природе гряды Чернышева выступал Н.Н. Тихонович (1933). Он предполагал уральскую природу дислокаций гряды Чернышева и считал ее, как и складки Печорской гряды Тиман и Пай-Хой, боковым ответвлением Уральской геосинклинальной зоны (Тихонович, 1941).

В 1943 г. в южной части гряды Чернышева проводил исследования Г. А. Чернов, но материалы их он опубликовал значительно позже (Г. Чернов, 1956). По его мнению, южная часть гряды Чернышева является обособленным тектоническим сооружением, расположенным в переходной зоне от платформы к геосинклинали, и представляет собой антиклинальное поднятие, запрокинутое на запад. В других работах он считал северным продолжением гряды Чернышева широтные линейные структуры побережья Хайпудырской губы (Синькин нос) и п-вов Долгого и Зеленец (Г. Чернов, 1944, 1945). Возраст дислокаций гряды Чернышева Г.А. Чернов считал послепермским. В то же время он указывал на возможность проявления более ранней фазы складкообразования - каледонской, о чем, по его мнению, свидетельствует выпадение из стратиграфических разрезов отложений нижнего девона, а также значительно большая дислоцированность силурийских отложений по сравнению с более молодыми отложениями (Г. Чернов, 1956).

В противоположность рассмотренным выше взглядам Н.Н. Тихоновича и О.Л. Эйнора, Н.С. Шатский не считал гряду Чернышева ответвлением Урала. По его мнению, она возникла на платформе и является типичным платформенным образованием, ограничивающим с внешней стороны Косью-Роговскую ванну Предуральского краевого прогиба. В этом отношении Н.С. Шатский (1948) гряду Чернышева считал аналогом огромной антиклинали Уфимского плато, отличающуюся, однако, от последней большей дислоцированностью, что зависит от различия возраста и строения платформенного основания Большеземельской тундры и Среднего и Южного Приуралья.

Южную часть гряды Чернышева Н.С. Шатский считал поперечной структурой по отношению к Печорской и Воркутинской впадинам (ваннам) Предуральского краевого прогиба. Формирование этой части гряды он связывал с образованием внутренних углов платформы, когда при резком повороте складчатых геосинклинальных структур один из ограничивающих отрезков внутреннего угла платформы продолжается дальше в тело платформы, где и проявляется в виде разломов. Такой разлом, по мнению Н.С. Шатского (1946в), и вызвал формирование южной части гряды Чернышева, которую он относил к типу краевых поперечных флексур. Резкий асимметричный вид, характерный для южной части гряды, Н.С. Шатский объяснял тем, что в глубоких частях эта структура представляет собой крупный разлом, по которому западная платформенная часть глубоко опущена (Шатский, 1946в). В более поздних работах Н.С. Шатский рассматривал гряду Чернышева в целом как горстообразное поднятие, разделяющее Печорскую и Воркутинскую впадины Предуральского краевого прогиба (Тектоническая карта..., 1957).

К.Г. Войновский-Кригер (1948), изучая природу гряды Чернышева, не считал ее платформенной структурой, в противоположность Н.С. Шатскому. Он был склонен рассматривать ее как складчатую структуру, возникшую на площади краевого прогиба во время последних пароксизмов герцинского тектогенеза. Резкую асимметричность ее южной части он объяснял близостью с запада упора в виде края платформы.

Одной из важнейших особенностей гряды Чернышева К.Г. Войновский-Кригер считал ее „наложенность" на краевой прогиб, понимая под этим термином тот факт, что формирование мегантиклиналей, подобных гряде Чернышева, произошло после окончания средне- и верхнепалеозойской седиментации в результате позднейшего складкообразующего процесса. „Наложенный" характер мегантиклиналей, по его мнению, доказывается сходством разрезов угленосной перми по обе стороны Пай-Хоя и гряды Чернышева, наличием зажатой в середине гряды Чернышева синклинали, выполненной отложениями угленосной перми, „перешагиванием" всех угольных пластов и всех фаунистических горизонтов через поднятие Чернова (Войновский-Кригер, 1948, 1956).

В начале 50-х годов для изучения геологического строения Большеземельской тундры были широко привлечены геофизические методы исследований. В это время И.И. Бирюков провел региональные гравиметрические исследования в Северном Приуралье, а Р.А. Гафаров выполнил мелкомасштабную аэромагнитную съемку. Материалы этих исследований были обобщены позже Р.А. Гафаровым (1961, 1963). В гравитационном поле Большеземельской тундры Р.А. Гафаров отметил плавные широкие максимумы силы тяжести Усино-Колвинской аномальной области, характеризующиеся общим северо-западным простиранием. На востоке и северо-востоке эта область ограничена узкими полосовыми максимумами силы тяжести, приуроченными к гряде Чернышева и поднятию Чернова. В то же время эти структуры не находят явного отражения в магнитном поле, для которого характерно общее северо-западное простирание аномальных зон.

В эти же годы наряду с региональными геофизическими исследованиями проводились различные виды геофизических работ на отдельных участках гряды Чернышева и прилегающей территории. Их проводили А.Н. Балакай, Н.Н. Болгурцев, Ю.А. Босых, И.И. Боровков, А.Н. Конева, Ю.М. Портнов и др.

В 1954–1959 гг. вся территория гряды Чернышева была покрыта среднемасштабной геологической съемкой, которую проводили Б.Н. Андросов, Я.Я. Василенко, К.К. Воллосович, Н.А. Гранович, Б.В. Грибанов, С.А. Князев, В.П. Липатов, А.М. Мальцев, А.Д. Миклухо-Маклай, Г.Ф. Проскурин, Б.И. Тарбаев и другие геологи.

Из этих работ следует отметить комплексные геофизические исследования А.Н. Балакая, выполненные в южной части Печорского угольного бассейна. Материалы, полученные им при пересечении гряды Чернышева гравиразведочными профилями, позволили по-иному трактовать восточное нарушение, которое всеми исследователями (за редким исключением) до этого безоговорочно принималось как сброс. Вертикальное электрозондирование, выполненное у дер. Адак на р. Усе, в зоне „Адакского сброса", показало, что под горизонтом с высоким сопротивлением, отвечающим выходам на поверхность силурийских карбонатных пород, залегает горизонт с низким электрическим сопротивлением, который, по мнению А.Н. Балакая, может отвечать терригенным пермским отложениям. На основании этих данных А.Н. Балакай пришел к выводу, что восточный склон гряды Чернышева представляет собой надвиг с более или менее пологим падением плоскости сместителя на запад.

Существование надвига было подтверждено в 1959 г. работами речной сейсморазведочной партии Ю.М. Портнова.

Для проверки этих предположений в том же 1959 г. западнее линии Адакского нарушения была заложена скважина КРТ-8, которая на глубине 145 м под дислоцированными карбонатными отложениями лландоверийского яруса вскрыла верхнепермские песчаники, падающие под углом 5–10°.

Результаты геологосъемочных работ в 1961 г. обобщили С.А. Князев и Б.И. Тарбаев. По их мнению, гряда Чернышева представляет собой сложно построенную положительную структуру типа антиклинория. Тектоническая структура подобного рода, по мнению этих исследователей, могла возникнуть на площади, которая в течение герцинского цикла характеризовалась парагеосинклинальным режимом. Они отмечали, что к западу и востоку от гряды интенсивная складчатость резко сменяется сравнительно спокойной, а к северу гряда Чернышева затухает, не достигая поднятия Чернова (Князев, Тарбаев, 1961).

Однако в результате проведения гравиметрических работ в области сочленения гряды Чернышева и поднятия Чернова было доказано, что в северной части гряда Чернышева как бы расщепляется на ряд антиклинальных структур, среди которых выделяются гряда Гамбурцева, Нядейтинская антиклиналь и Верхнегороговское поднятие, причем Нядейтинская антиклиналь прослеживается до поднятия Чернова.

Одновременно с проведением геологосъемочных работ стратиграфию палеозойских и раннемезозойских отложений гряды Чернышева изучали сотрудники Коми филиала АН СССР: А.И. Елисеев (каменноугольные отложения), А.И. Першина и Г.А. Чернов (силурийские и девонские отложения), В.И. Чалышев (верхнепермские и триасовые отложения). В результате работ А.И. Елисеева, А.И. Першиной и Г.А. Чернова выяснено, что в течение среднего и частично верхнего палеозоя территория гряды Чернышева обладала платформенным тектоническим режимом. Однако структура этой территории не была однородной. А.И. Елисеев отметил различия в истории развития южной и северной частей гряды в течение каменноугольного периода: неоднократные унаследованные поднятия северной части и значительные погружения ее южной части. При этом А.И. Елисеев и А.И. Першина указывали на неоднородное строение южной части гряды, выраженное наличием двух структурно-фациальных зон. В этих зонах накапливались различные по составу отложения, что позволило А.И. Елисееву выделить сыпинский и вангырский типы разрезов. Граница между этими зонами довольно резкая и в течение длительного времени сохраняла свое положение. Поэтому возможно, что она определялась крутым обрывом или значительным перегибом на территории шельфа. Линейный характер этой границы и длительность ее существования наводят на

мысль о том, что она связана с крупным разломом глубокого заложения (Елисеев, 1963).

В.И. Чалышев отметил согласную дислоцированность верхнепермских и триасовых отложений с подстилающими отложениями, на основании чего считал, что заключительная фаза складкообразования здесь имела место между верхним триасом и юрой – в древнекиммерийскую фазу тектогенеза (Чалышев, Варюхина, 1960). Годом раньше на древнекиммерийский возраст складчатости в пределах Северного Приуралья указывали Ф.И. Енцова и Л.Л. Хайцер (1959). К такому же выводу пришел В.П. Горский (1960).

В монографии, посвященной вопросам тектоники краевых прогибов, Ю.М. Пущаровский рассматривает гряду Чернышева как „крупное антиклинальное поднятие – субмеридиональное ответвление внешней зоны Уральской складчатости в том месте, где происходит резкое изменение меридионального простирания складчатой зоны на северо-восточное. Распространение в пределах этого поднятия формаций краевого прогиба позволяет рассматривать его как выступ основания прогиба" (Пущаровский, 1959, с. 36).

А.М. Загороднов (1963), наоборот, считал, что гряда Чернышева не является ответвлением внешней зоны Уральской складчатой области. По его мнению, происхождение и развитие этой гряды связано со стыком двух соседних одновозрастных блоков, на которые распадается Большеземельская эпикарельская плита. Вертикальные перемещения этих блоков и обусловили резко нарушенное залегание перекрывающих их мощных осадочных отложений. По мнению А.М. Загороднова, гряда Чернышева является частью единой Вуктыльско-Чернышевской зоны дислокаций, протягивающейся параллельно Уралу.

На VI геологической конференции Коми АССР в 1964 г. также были высказаны разноречивые взгляды на природу гряды Чернышева. Развивая представления о блоковой тектонике фундамента, В.А. Разницын предполагал горстовое поднятие поверхности фундамента под грядой Чернышева, а в более ранней работе называл эту структуру инверсионным авлакогеном (Разницын, 1962).

Б.Л. Афанасьев и В.И. Яцук отметили, что в палеозое на месте гряды Чернышева находилось сводовое поднятие, с которым связана главная область пермского угленакопления (см. также: Афанасьев, 1964). В триасе и ранней юре произошло образование крупных кулисообразных разломов, сопровождающихся формированием приразломной структуры – гряды Чернышева. Зона кулисообразных разломов гряды Чернышева, по их мнению, протягивается от Ляпинского антиклинория до Синькина носа и далее к островам Печорского моря – Долгому и Зеленцу. В другой работе эти же исследователи указывают, что гряда (кряж) Чернышева состоит из двух кулисообразно расположенных горстов, ограниченных с обеих сторон крупноамплитудными сбросами (Афанасьев, Яцук, 1965).

В.С. Журавлев (1964а, 1969) считал, что положение южной части гряды Чернышева определено Яньюской системой разломов, кулисообразно расположенной по отношению к краевому шву, ограничивающему с запада Тимаизское поперечное поднятие Предуральского краевого прогиба. Такие кулисообразно расположенные разрывные нарушения характерны, по мнению В.С. Журавлева, для участков сочленения платформ и геосинклинальных областей.

П.А. Туманов относил гряду Чернышева в ее южной части к присбросовым дислокациям. По отношению к северной части Большесынинской ванны Предуральского краевого прогиба она сыграла роль защитного сооружения, приняв на себя основные усилия и предохранив от дислокаций северную часть ванны, причем эти колоссальные усилия получили разрядку в виде крупных разрывных нарушений, крупных зон смятий, которые характерны сейчас для гряды Чернышева. В более поздней работе П.А. Туманов отнес ее к поднятиям, разделяющим восточную (Косью-Роговская впадина) и западную (Усинско-Сынинская впадина) части Предуральского краевого прогиба (Туманов, 1969).

Шовной структурой считали гряду Чернышева В.П. Горский (1966) и О.А. Кондиайн (1966), причем В.П. Горский, вслед за Н.С. Шатским (1948), относил ее в один разряд со структурами типа Уфимского вала. О.А. Кондиайн, вслед за Н.П. Херасковым и А.С. Перфильевым (1963), считал, что гряда Чернышева, как и поднятие Чернова и Пай-Хой, относится к новообразованным структурам, возникшим в результате оживления тектонических движений в начале юры. Эти новообразованные структуры расчленили единый ранее краевой прогиб на ряд отдельных впадин.

Своеобразный взгляд высказал на природу гряды Чернышева П.Е. Оффман (1960). По его мнению, гряда Чернышева является антетическим валом, сформировавшимся в мезозое во время прогибания Печорской синеклизы.

Подводя итоги всему вышесказанному, следует отметить, что так же как и в решении первых двух вопросов, в вопросе о природе гряды Чернышева существуют большие разногласия между различными исследователями. Так, например, некоторые исследователи полагали, что гряда Чернышева сформировалась на палеозойском геосинклинальном основании (А. А. Чернов, К.Г. Войновский-Кригер) и в этом отношении ее можно считать ветвью Уральской складчатой области (Н.Н. Тихонович, О.Л. Эйнор, Ю.М. Пущаровский, В.А. Варсанофьева). Другие, наоборот, считали ее платформенной структурой (Н.С. Шатский, А.И. Елисеев, В.А. Разницын, П.Е. Оффман, В.П. Горский и др.).

Такой же разнобой существовал в оценке характера структур гряды Чернышева. Ее рассматривали как горст (А. А. Чернов, В. В. Коперина, В. А. Варсанофьева, В.А. Дедеев, В.А. Разницын), как антиклинорий или мегантиклиналь (О.Л. Эйнор, С.А. Князев, Б.И. Тарбаев, К.Г. Войновский-Кригер), как краевое поднятие на границе миогеосинклинали и платформы (А.С. Перфильев, Н.П. Херасков, А.К. Запольнов), а также как антетический вал (П.Е. Оффман) или же как инверсированный авлакоген (В.А. Разницын).

Глава III.

ОТРАЖЕНИЕ СТРУКТУР ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ

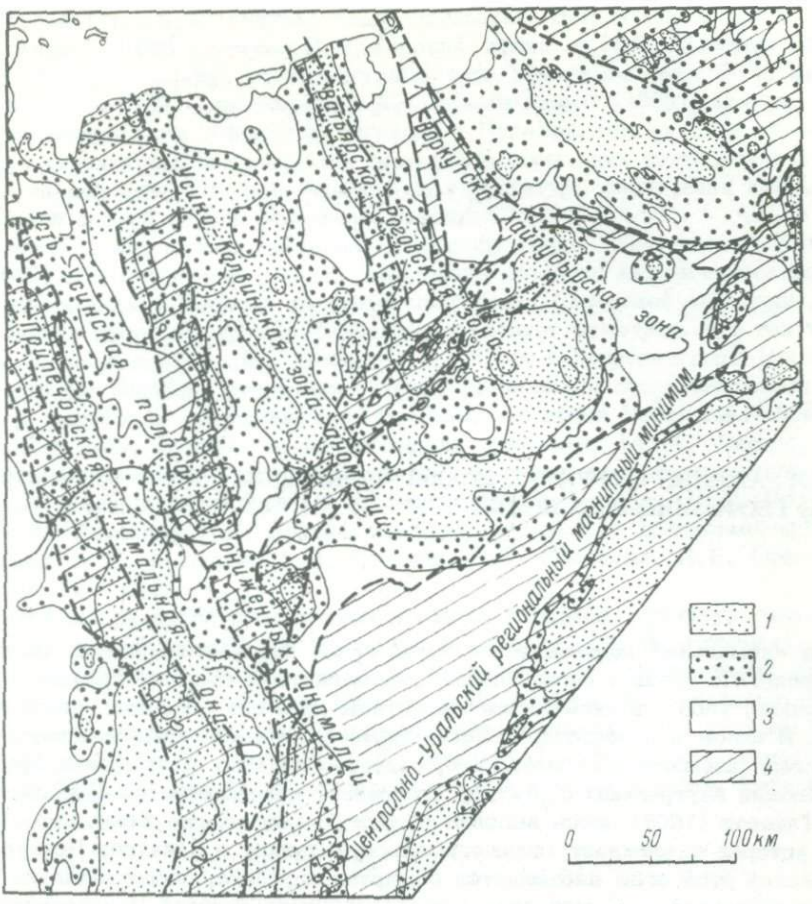
В аномальных геофизических полях гряда Чернышева находит различное отражение. По данным региональных аэромагнитных съемок (Гафаров, 1963; Загороднов, 1963), в аномальном магнитном поле она выражена чрезвычайно слабо. В целом для восточной части Большеземельской тундры характерны полосовые аномалии субтиманского, северо-западного простирания (фиг. 3), отражающие внутреннюю структуру и строение поверхности ее фундамента. Р.А. Гафаров (1963) здесь выделил обширную аномальную Большеземельскую зону, которая охватывает Большеземельскую тундру и Западное Предуралье. В пределах этой зоны наблюдается обширная виргация, расширяющаяся в северном направлении. С юго-запада она ограничена крупной Припечорской положительной аномальной зоной, которая на юге сливается с Западно-Уральской субмеридиональной полосой положительных аномалий, выделяющейся в пределах Уральской зоны магнитного поля. Как будет показано ниже, ряд полосовых аномалий Большеземельской аномальной зоны в той или иной степени связан с полосовыми аномалиями Уральской зоны.

На юго-западе Большеземельской аномальной зоны проходит Усть-Усинская полоса пониженных аномалий, которая от устья р. Печоры через низовья рр. Лаи и Усы прослеживается до низовьев р. Кожим. Здесь она резко расширяется и сливается с таким же широким в этом месте Центрально-Уральским региональным минимумом. С юго-запада Усть-Усинская полоса пониженных аномалий ограничена Денисовской системой положительных аномалий, относящейся к Припечорской аномальной зоне магнитного поля.

Усть-Усинская полоса пониженных аномалий с Косьюнской и Щельябожской аномалиями положительного знака расчленяется на три минимума: Северо-Нерутинский на северо-западе, Усть-Колвинский в центральной части и Нижне-Кожимский в зоне сочленения Усть-Усинской полосы с Центрально-Уральским минимумом.

К северо-востоку от Усть-Усинской полосы пониженных аномалий выделяется Усинско-Колвинская аномальная зона. Для нее также характерно преимущественно северо-западное простирание аномальных полос положительного знака. Однако эти полосы зачастую дугообразно изогнуты и местами разделены узкими секущими максимумами и минимумами субмеридионального простирания.

Вдоль юго-западного края Усинско-Колвинской зоны протягиваются кулисообразно расположенные Верхне-Шапкинская, Возейская и Колвинская ано-



Фиг. 3. Схематическая карта аномального магнитного поля восточной части Большеземельской тундры.

1 – области положительных магнитных аномалий; 2 – области нормального магнитного поля; 3 – области отрицательных магнитных аномалий; 4 – основные положительные структуры.

малии. На северо-востоке после неширокой зоны относительно пониженных значений ΔT эта аномалия соединяется с Кочмесской аномалией.

Далее к северо-востоку прослеживается Ватьярско-Роговская аномалия, имеющая в плане форму дуги, обращенной выпуклостью к юго-западу. Она от полосы Усинско-Колвинской отделена зоной с относительно пониженными значениями ΔT, в пределах которой выделяются Хоседаюская и Кочмесская аномалии северо-северо-западного простирания.

С северо-востока Ватьярско-Роговская аномалия ограничена Воркутско-Хайпудырской полосой относительно пониженных значений ΔT. В северной части гряды Чернышева эта полоса разделяется на две части, причем ее юго-восточная часть, резко расширенная в районе рр. Сейда и Воркута, сливается

с Центрально-Уральским магнитным минимумом. Наконец, к северо-востоку от Воркутско-Хайпудырской полосы выделяется Коротаихинская зона, характеризующаяся наличием протяженных узких локальных максимумов северо-западного простирания.

Исследованиями В.Н. Пучкова (1970) подтвержден вывод Р.А. Гафарова о связи аномальных зон магнитного поля Большеземельской тундры с реликтовыми структурами доуралид, установленных в пределах центральной зоны Уральского складчатого сооружения. В частности, на непосредственном продолжении Денисовской зоны положительных значений магнитного поля расположена центриклиналь крупного Саблинского синклинория, сложенного в основном вулканогенными породами основного состава. Усть-Усинской зоне относительных минимумов соответствует Хобеинский антиклинорий байкалид.

Правда, при таком сопоставлении возникает определенная сложность, заключающаяся в том, что в районе современного западного склона Урала эти полосовые аномальные зоны как бы перечеркнуты Центрально-Уральским минимумом магнитного поля, а в районе хр. Сабля южное окончание Денисовской аномалии рассечено интенсивной меридиональной Саблинской аномалией. Последнее дало основание А.М. Загороднову (1963) говорить о наложенном характере Саблинской аномалии по отношению к Денисовской зоне аномалий и тем самым отрицать наличие в фундаменте Большеземельской тундры эвгеосинклинальных образований байкалид. Однако, не отрицая наложенного характера Саблинской аномалии на Денисовскую аномальную зону магнитного поля, следует отметить, что вулканогенные образования байкалид в районе современного хр. Сабля были повторно дислоцированы в результате варисцийского тектогенеза, благодаря чему толща рифейских вулканогенных пород была поставлена „на голову". Крутое залегание этих интенсивно намагниченных пород и вызвало искажение первичного магнитного поля.

По-видимому, и Центрально-Уральский региональный минимум, как убедительно показал в своей диссертационной работе В.Н. Пучков, также является варисцийским образованием, наложенным на аномалии магнитного поля, вызванные структурами байкальского фундамента.

При сопоставлении схемы аномального магнитного поля со структурной схемой Большеземельской тундры бросается в глаза почти точное совпадение аномальных полос с простиранием и местонахождением крупных платформенных структур северо-западного простирания: Колвинским валом, Верхне-Колвинским поднятием, грядами Сорокина и Гамбурцева, поднятием Чернова. Напротив, гряда Чернышева в магнитном поле практически не находит отражения (фиг. 3). С ее направлением совпадают лишь мелкие, вторичные аномалии магнитного поля, осложняющие северо-западные простирания основных аномальных полос Большеземельской аномальной зоны. В частности, в северной части гряды Чернышева (среднее течение р. Адзьвы) вдоль гряды прослеживаются две полосы узких линейных максимумов и минимумов северо-восточного простирания. Эти аномалии связаны с выходами на поверхность пермско-триасовых базальтов трапповой формации.

Южная часть гряды в аномальном магнитном поле фиксируется вторичными локальными осложнениями, которые, по-видимому, связаны с разломами северо-восточного простирания или же с внедрениями интрузий основного состава по этим разломам. Такое предположение подтверждается наличием узких аномальных полос магнитного поля субмеридионального и северо-восточного простирания в средней и южной части гряды Чернышева, приблизительно совпадающих по простиранию с разломами, выявленными геологической съемкой, а также электроразведочными работами.

Между тем в аномальном поле силы тяжести гряда Чернышева находит весьма отчетливое отражение: по данным Б.Д. Полетаева, ей отвечают узкие полосовые максимумы силы тяжести северо-восточного простирания, характеризующиеся резкими горизонтальными градиентами, достигающими 5 мгл/км.

Линейные максимумы силы тяжести гряды Чернышева отделяют Усинско Колвинскую аномальную область от регионального Предуральского гравитационного минимума. Для Усинско-Колвинской аномальной области характерны широкие плавные максимумы северо-западного простирания, среди которых выделяется Колвинский максимум, совпадающий с одноименным валом.

Различное отражение крупных структурных единиц Большеземельской тундры на картах магнитных аномалий и аномалий силы тяжести объясняется в первую очередь различиями аномалиеобразующих факторов. Если магнитные аномалии в основном дают представление о взаиморасположении складчатых комплексов в составе фундамента, так как породы платформенного чехла практически немагнитны, и не оказывают особого влияния на характер магнитного поля, то гравитационные аномалии определяются мощностью и составом пород платформенного чехла, петрографическими неоднородностями пород фундамента и, вероятно, еще более глубокими аномалиеобразующими факторами.

Чаще всего при анализе аномального поля силы тяжести в целях тектонического районирования сравнительно небольших регионов наибольшее внимание уделяется возможному гравитационному влиянию осадочного покрова. По мнению Б.Д. Полетаева (Полетаев и др., 1966), в платформенном чехле востока Большеземельской тундры основной гравитирующий эффект, определяющий характер аномального гравитационного поля, дает положение контакта терригенных и карбонатных отложений палеозоя. Поэтому так рельефно на карте аномалий силы тяжести вырисовываются положительные структуры типа гряды Чернышева и поднятия Чернова, где на поверхность выступают интенсивно дислоцированные средне- и верхнепалеозойские карбонатные отложения. На соседних территориях (в Косью-Роговской ванне и др.) эти отложения скрыты под мощной толщей терригенных отложений, в связи с чем влияние поверхности карбонатных отложений на характер гравитационного поля ослаблено.

Обычно при геологической интерпретации материалов региональных геофизических полей используют метод сопоставления гравитационных и магнитных аномалий. По Э.Э. Фотиади (1958), при подобном сопоставлении могут иметь место два случая: при наличии четко выраженной зоны аномалий силы тяжести, расположенной над слабо аномальным или близким к аномальному геомагнитным полем, эта гравитационная аномалия обычно отражает неоднородность строения осадочной толщи. Если же зона аномалий силы тяжести совпадает с такой же четко выраженной аномалией магнитного поля, то эти аномалии, как правило, отражают неоднородность строения и состава складчатого фундамента. Э.Э. Фотиади (1958) также указывал, что линейные аномалии силы тяжести, как правило, соответствуют зонам глубинных нарушений в фундаменте. К периферии таких аномалий обычно приурочены зоны больших градиентов силы тяжести, соответствующие расколам фундамента. Рассматривая влияние гряды Чернышева на характер аномальных полей, мы отмечали секущее положение интенсивных аномалий силы тяжести по отношению к полосовым аномалиям магнитного поля Усинско-Колвинской зоны. Естественно в этом случае предположить, что структурным выражением гряды Чернышева на глубине, очевидно, является разрывное нарушение или система нарушений, секущих основные структурные направления фундамента. В то же время примером прямого соотношения магнитных и гравитационных аномалий является совпадение указанных аномалий к западу от гряды Чернышева. Здесь положительным магнитным аномалиям обычно отвечают положительные же аномалии силы тяжести. Это, по-видимому, говорит о том, что при формировании структур платформенного чехла структурные направления фундамента были унаследованы. Действительно, при сопоставлении структурной карты и карты аномальных полей можно видеть связь структур платформенного чехла (Колвинского и Верхне-Колвинского валов, поднятия Сорокина) с аномалиями магнитного и гравитационного полей. Такая связь скорее всего свидетельствует

о том, что указанные структуры контролировались разломными дислокациями в фундаменте.

По отношению к указанным структурам, имеющим северо-западное простирание, гряда Чернышева с ее северо-восточным направлением структур имеет секущее положение, что свидетельствует о неодновременности формирования гряды Чернышева и структур Большеземельской тундры. Секущее положение гряды Чернышева подчеркивается и тем, что восточнее гряды Чернышева, в пределах Косью-Роговской ванны Предуральского краевого прогиба, по материалам электро- и гравиразведочных работ, предполагаются реликты структур субширотного простирания, которые западнее гряды Чернышева находят свое продолжение в платформенных структурах восточной части Печорской впадины.

Наличие структур субширотного простирания в карбонатном основании Косью-Роговской ванны было установлено Б. Д. Полетаевым (Полетаев и др., 1968) по данным гравиметрических работ. На структурной карте, построенной Б. Д. Полетаевым с соавторами в Косью-Роговской ванне (в Усинской впадине, по Б. Д. Полетаеву) выделены две зоны: западная и восточная, отличающиеся простиранием структур. В западной зоне намечены два поперечных поднятия: Нижне-Роговское и Средне-Роговское. Нижне-Роговское поднятие расположено на юго-восточном продолжении оси платформенного Верхне-Колвинского поднятия, а Средне-Роговское - на продолжении оси поднятия Гамбурцева. Сопоставление упомянутой структурной карты с материалами электроразведочных работ, проведенных в пределах северной части Косью-Роговской ванны Предуральского краевого прогиба С. В. Толстовым, Н. В. Усовой и др., показало отчетливое совпадение указанных поднятий с субширотными аномалиями параметра „К". Такое совпадение позволяет предполагать, что платформенные структуры Большеземельской тундры в несколько переработанном виде прослеживаются восточнее гряды Чернышева, в пределах Косью-Роговской ванны. Аналогичные аномалии параметра „К" выявлены также и в южной части Косью-Роговской ванны.

Проведенный анализ материалов геофизических исследований позволяет сделать следующие основные выводы:

1) непосредственная связь аномальных зон магнитного поля Большеземельской тундры с реликтовыми структурами доуралид в пределах центральной зоны Уральского складчатого сооружения свидетельствует о байкальском возрасте фундамента в пределах восточной части Большеземельской тундры;

2) гряда Чернышева с ее северо-восточной ориентировкой является резко наложенной по отношению к структурам фундамента, имеющим северо-западную, субтиманскую ориентировку;

3) структурным выражением гряды Чернышева на глубине является разлом глубокого заложения, разделяющий два блока земной коры, характеризующихся различной глубиной погружения.

Глава IУ.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАЗВИТИЯ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Благодаря специфическим особенностям гряды Чернышева в ее пределах обнажены сильно дислоцированные отложения широкого возрастного диапазона – от раннесилурийских до юрских включительно, что создало благоприятные условия для их изучения. Однако автор не видит необходимости в детальном описании стратиграфии отложений, слагающих гряду Чернышева, так как отдельные стратиграфические комплексы монографически описаны сотрудниками Института геологии Коми филиала АН СССР: силурийский и девонские отложения – А.И. Першиной (1960, 1962, 1966 и др.) и Г.А. Черновым (1961, 1964, 1968 и др.), каменноугольные отложения – А.И. Елисеевым (1958, 1960а, 1960б, 1963), верхнепермские и триасовые отложения – В.И. Чалышевым (Чалышев, Варюхина, 1966, 1968; Чалышев, Варюхина, Молин, 1965). Кроме того, стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений гряды Чернышева освещена в целом ряде статей геологов Воркутинской комплексной геологоразведочной экспедиции УТГУ – Б.Л. Афанасьева, В.И. Белкина, К.Г. Войновского-Кригера, В.С. Енокяна, Ф.И. Енцовой, А.В. Македонова, Л.Л. Хайцера и др., а также сотрудников научных и производственных организаций Москвы и Ленинграда (ГИН АН СССР, ВНИГРИ, ВСЕГЕИ и ИГиРГИ). Поэтому те читатели, которые пожелают глубже ознакомиться с обоснованием возраста тех или иных стратиграфических подразделений и их объема, могут воспользоваться соответствующими источниками, ссылки на которые приводятся по мере изложения материала.

При написании настоящей главы автор поставил перед собой определенную цель: выделить в изученных разрезах крупные обособленные толщи, отвечающие отдельным этапам формирования платформенного чехла и, соответственно, обладающие единством структурного плана и характерным набором формаций, и показать на их примерах историю тектонического развития как самой гряды Чернышева, так и окружающих ее территорий.

Сравнительно небольшие размеры гряды Чернышева не позволяют достаточно полно осветить поставленные здесь вопросы. Поэтому при анализе ее тектонического развития рассматривается значительная часть территории Северо-Востока европейской части СССР – от Главного Уральского глубинного разлома на востоке до нижнего течения р. Печоры на западе (фиг. 3).

Анализ истории тектонического развития такой обширной территории позволяет гораздо отчетливее наметить границы структурно-формационных зон,

определить их миграцию во времени и выявить закономерные изменения структурного плана и формационного состава отложений, развитых в ее пределах.

В составе платформенного чехла рассматриваемой территории отчетливо выделяется ряд естественных осадочных комплексов, представляющих собой обособленные толщи, соответствующие отдельным крупным этапам его формирования и отличающиеся набором формаций. Как правило, границами между этими толщами служат стратиграфические перерывы, которые иногда сопровождаются угловыми несогласиями.

Эти структурные подразделения различные исследователи именуют поразному: структурными этажами (Цзю, 1964; Г. Чернов, 1968; Журавлев, 1969), структурными ярусами (Разницын, 1963; Туманов, 1969) и даже подъярусами.

А.А. Богданов (1963) рассмотрел вопрос об объеме термина „структурный этаж" и его выделении в складчатых комплексах и платформенном чехле. Предупреждая об опасности его превращения в термин свободного пользования, он отмечал, что ему следует придавать значение вполне определенных таксономических структурных единиц, отвечающих определенной стадии геотектонического цикла, проявляющихся как в геосинклинальных областях, так и на смежных платформах. В частности, складчатые комплексы, отвечающие единому геотектоническому циклу, а также их платформенные эквиваленты, по его мнению, следует разделять на три структурных этажа: нижний, отвечающий раннегеосинклинальному этапу развития, средний, сформировавшийся в стадию зрелости и расчленения геосинклинали, и верхний – молассовый.

Изучение строения платформенного чехла в пределах рассматриваемой нами территории позволило выделить в его пределах крупные обособленные толщи, названные структурно-формационными комплексами, отвечающими основным этапам развития данной территории и отличающимися наборами характерных формаций и определенными чертами структурного плана.

Всего предлагается выделить три крупных структурно-формационных комплекса:

1) ордовикско-каменноугольный (в западной части – ордовикско-сакмарский), отвечающий собственно геосинклинальному (доорогенному) этапу развития соседней Уральской геосинклинали;

2) пермско-триасовый, отвечающий орогенному этапу ее развития;

3) мезозойско-кайнозойский, характеризующий посторогенный этап развития рассматриваемой территории.

Каждый из выделенных структурно-формационных комплексов удается разделить на несколько частей, отделенных друг от друга крупными стратиграфическими перерывами и соответствующих этапам развития между начальными моментами двух последовательно сменяющих друг друга трансгрессий. Выделенные структурно-формационные комплексы и их части могут быть сопоставимы со структурными этажами и подэтажами – в понимании этих терминов А.А. Богдановым (1963), В.С. Журавлевым (1969) и др.

Для каждого крупного этапа развития рассматриваемой территории составлены палеотектонические карты и профили, а для перидов, предшествующих наиболее крупным морским трансгрессиям, – и палеогеологические карты.

При построении палеотектонических карт использована методика, разработанная составителями „Атласа литолого-палеогеографических карт Русской платформы..." (1961), несколько измененная В.Н. Пучковым совместно с автором (Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя Северного Приуралья, 1972).

Основные положения ее следующие.

Каждая палеотектоническая схема отражает итог тектонического развития территории за рассматриваемый промежуток времени, к моменту накопления образований следующего этапа. Анализ образовавшихся формаций позво-

ляет выделить структурно-формационные зоны, отличающиеся спецификой тектонического развития, а анализ мощностей отложений – показать итог деформации, которую претерпела поверхность кровли подстилающих толщ в течение данного этапа.

Выделение формаций производилось на основе их определения, данного Н.С. Шатским (1960) и Н.П. Херасковым (1963, 1967). Эти исследователи рассматривали формации как „естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности" (Шатский, 1960, с. 3).

Кроме палеотектонических карт, для данной территории построена серия палеотектонических профилей (фиг. 4, см. вклейку), а также ряд палеогеологических карт, методика составления которых подробно описана А.И. Леворсеном (1962). Палеогеологические карты, составленные для периодов наиболее резких структурных перестроек, рассматриваются как дополнительное средство освещения истории тектонического развития региона. Они дают возможность судить о некоторых особенностях тектоники территории на определенный момент, позволяя фиксировать время и место проявления той или иной фазы глыбовых или складкообразовательных движений.

По формационным признакам на рассматриваемой территории выделяется несколько структурно-формационных зон, границы которых и условия осадконакопления в их пределах не менялись в течение всего доорогенного этапа развития. Непосредственно восточнее Главного Уральского глубинного разлома выделяется эффузивная (вулканическая) зона, в которой происходило накопление осадочно-вулканогенной группы формаций и внедрение интрузий различного состава. К западу от Главного Уральского глубинного разлома, параллельно ему, протягивалась сланцевая зона, обладающая характерными чертами миогеосинклинали. В ее пределах в условиях некомпенсированного прогибания формировались преимущественно сланцевые формации. В настоящее время эти формации сохранились от размыва лишь в Лемвинской зоне и на Пай-Хое, причем их следы можно обнаружить также в районе верховьев рр. Усы и Кары (Осадчев, Иванова, 1952; Устрицкий, 1961а). Можно предполагать, что сланцевая зона в виде узкой полосы протягивалась вдоль Главного Уральского глубинного разлома дальше к югу, но вследствие инверсии и образования в триасовое время Кожимского поперечного поднятия она была эродирована. Фрагменты сланцевой зоны были описаны В.А. Варсанофьевой (1963а) в районе Верхней Печоры, что может свидетельствовать в пользу указанной точки зрения.

И наконец, наибольшую часть рассматриваемой территории занимает известняковая зона, в которой в течение длительного времени – с ордовика до сакмарского века включительно – накапливались карбонатные и терригенно-карбонатные формации платформенного облика. В пределах этой зоны выделяются различные элементы современной структуры – западный склон Уральского складчатого сооружения, Предуральский краевой прогиб и смежная часть Тимано-Печорской эпибайкальской плиты. Однако по формационным признакам на доорогенном этапе развития различия между этими структурными элементами не ощущаются.

1. ДООРОГЕННЫЙ (ОРДОВИКСКО-КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ) СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс разделяется на три части: ордовикско-нижнедевонскую, эйфельско-турнейскую и визейско-верхнекаменноугольную.

Байкальская складчатость, происшедшая в вендско-раннекембрийское (?) время (Пучков, 1970), привела к образованию на месте обширной Тимано-Уральской рифейской геосинклинали складчатого сооружения, в восточной части которого в позднем кембрии-раннем ордовике заложились основные тектонические элементы Уральской палеозойской геосинклинали. На это время заложения геосинклинали указывает возраст базальных тельпосских (обеизских) конгломератов и кварцито-песчаников, низы которых М.Е. Раабен (1959), В.В. Маркин (1960) и ряд других геологов по находкам биллингселл считали возможным относить к верхнему кембрию. В последнее время на возможный позднекембрийский возраст нижних слоев тельпосских кварцито-песчаников указывал В.В. Герник (1969) на основании изучения палеомагнитных свойств этих пород.

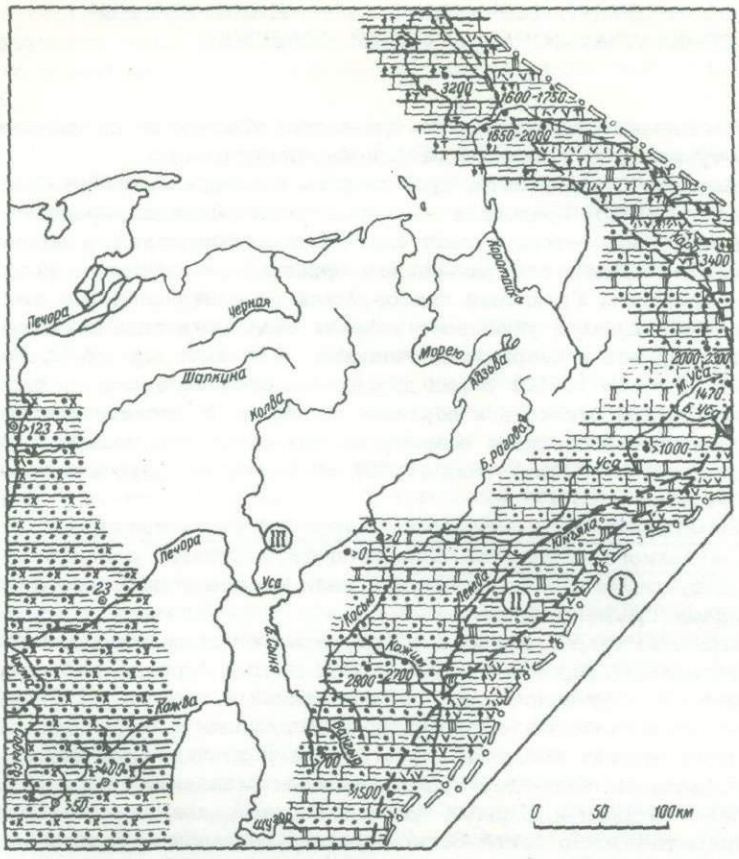
а) Образования ордовикско-нижнедевонской части доорогенного структурно-формационного комплекса. Они залегают с резким угловым несогласием на породах фундамента и перекрыты, в свою очередь, трансгрессивно залегающими породами среднего девона.

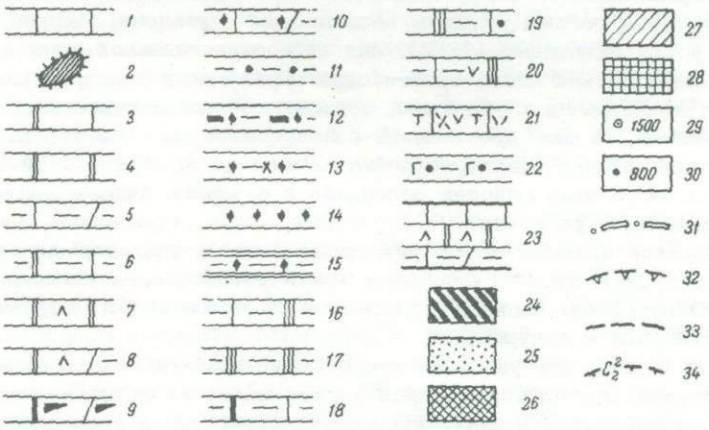
На западном склоне Урала и в Приуралье наблюдается непрерывный разрез с постепенными переходами между отдельными стратиграфическими подразделениями. В эффузивной зоне, расположенной к востоку от Главного Уральского глубинного разлома, между ордовикскими и силурийско-нижнедевонскими отложениями имеются существенные различия. Ордовикские отложения, представленные зелеными вулканогенными сланцами и порфиритоидами с отдельными пачками и линзами графито-серицито-кварцевых сланцев и мраморов (хараматалоуская свита В.В. Маркина), связаны с подстилающими их толщами постепенным переходом и обладают одинаковой степенью метаморфизма, а покрывающие их силурийско-нижнедевонские отложения залегают на указанной толще с резким угловым несогласием (Лупанова, Маркин, 1964). По мнению А.С. Перфильева (1968), для эвгеосинклинальной зоны Урала характерна именно тесная связь ордовикских образований с доуралидами, так как переход от доурапид к уралидам, сопровождаемый значительной структурной перестройкой, не мог происходить одновременно на всей территории Урала; в западных районах эта перестройка начиналась с верхов кембрия-низов ордовика, а в восточных районах запоздала и началась лишь в силурийско-раннедевонский этап развития.

В Печорской впадине также наблюдаются структурно-формационные отличия между ордовикскими и силурийскими отложениями, что позволило В.С. Журавлеву (1969) выделить здесь два самостоятельных структурных этажа: ордовикский и силурийский.

В связи с этим для удобства изображения изменения формационного облика отложений составлены две различные палеотектонические карты – отдельно для ордовикского и силурийско-раннедевонского этапов развития (фиг. 4 – вкладка, 5, 6).

В ордовикское время, вероятно, произошло обособление миогеосинклинальной спанцевой зоны, расположенной к западу от Главного Уральского глубинного разлома. Уже в конце раннего ордовика эта зона представляла собой сравнительно глубоководный некомпенсированный прогиб, в котором формировалась преимущественно пестроцветная филлитовая формация мощностью 1000-1300 м. В южной его части, по данным К.Г. Войновского-Кригера, среди пород филлитовой формации появляются линзы внутриформационных конгломератов с гальками кварца, кварцито-фельзитов и порфиритов. В западной части


3200
1600-1750
1850-2000
3400
2000-2300
1470
1000
2800-2200
1500
700
Печора
Черная
Шапкина
Колва
Морею
Хорейвер
Кожва
Уса
Б. Усс
Б. Роговая
Ижма
Ю. Кожва
Щугор
I
II
III
0 50 100км


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
1500
29
800
30
31
32
33
34

сланцевой зоны вдоль границы ее с платформенной известняковой зоной происходило накопление известняково-кремнисто-сланцевой формации, представляющей собой тонкое чередование петельчатых известняков, глинистых сланцев и кварцевых алевролитов и песчаников, а вдоль восточного борта Лемвинской сланцевой зоны накапливалась своеобразная эффузивно-терригенная формация (кокпельская и молюдвожская свиты К.Г. Войновского-Кригера), представленная переслаиванием основных и кислых эффузивов с вулканогенными и глинистыми сланцами и алевролитами.

На Пай-Хое аналогичная формация представлена кислыми и основными эффузивами - кварцевыми порфирами, альбитофирами, порфиритами, спилитами и их туфами с подчиненными прослоями доломитизированных известняков и различных сланцев (Иванова, 1959). К западу от этой полосы накапливались известняково-сланцевые отложения. Аналогичные отложения распространены также к северо-востоку от полосы эффузивно-терригенной формации (район г. Константинов Камень).

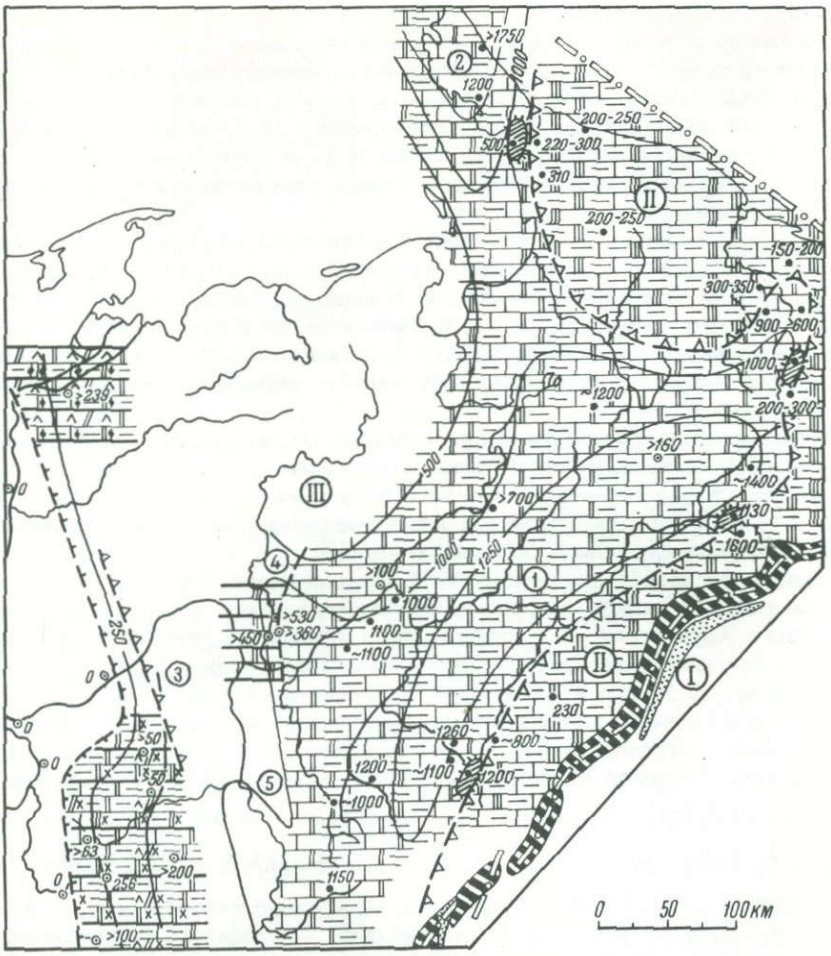
Наиболее полно образования ордовикского этапа развития представлены в восточной части известняковой зоны, в бассейне р. Косью, где в их составе обособляются две формации: нижняя - базальная формация кварцевых песчаников и глин и верхняя - морская известняково-доломитовая, образование которой продолжалось вплоть до раннего девона.

Области распространения базальной формации нижнего ордовика достоверно неизвестны. На западе она, вероятно, выклинивалась в центральной части современного Хорейверского прогиба. Скв. 1-Баганская, пробуренная в этом районе и достигшая фундамента, не встретила терригенных толщ ордовика.

В районе рр. Косью и Кожим эта формация в нижней части представлена розовыми, красными и фиолетовыми кварцевыми песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Эта часть разреза, известная под названием обеизской (Г.А. Черюв, В.В. Маркин, М.Е. Раабен) или

Фиг. 5. Схема размещения формаций ордовикского этапа развития.

I - эффузивная зона; II - сланцевая зона; III - известняковая зона. 1-9 - карбонатные формации (1 - слоистых известняков, 2 - рифовых известняков, 3 - доломитово-известняковая, 4 - доломитовая, 5 - терригенно-известняковая, 6 - терригенно-доломитово-известняковая, 7 - сульфатно-доломитовая, 8 - терригенно-сульфатно-доломитовая, 9 - депрессионная глинисто-кремнисто-известняковая - парагенезис битуминозных известняков, мергелей, глинистых сланцев и кремней); 10-15 - терригенные формации (10 - известняков, полимиктовых песчаников и глин, звездочкой отмечены признаки красноцветности формаций, 11 - кварцевых песчаников и глин, 12 - полимиктовых песчаников и глин угленосная, 13 - полимиктовых песчаников и глин красноцветная, 14 - полимиктовых песчаников и конгломератов, 15 - флишоидная); 16-19 - „сланцевые" формации (16 - известняково-глинисто-кремнисто-сланцевая, 17 - кремнисто-глинисто-сланцевая, 18 - известняково-глинисто-сланцевая, 19 - песчано-сланцевая); 20-22 - эффузивно-осадочные формации (20 - спилито-кератофировая формация, 21 - эффузивно-терригенная формация „сланцевой" зоны - кислые и основные эффузивы, известняки, сланцы, 22 - эффузивно-терригенная формация известняковой зоны - глины, песчаники, траппы); 23 - „набор" формаций; 24-26 - интрузивные формации (24 - гипербазитовая формация, 25 - габбро-пироксенит-плагиогранитная формация, 26 - трапповая интрузивная формация); 27 - области слабого поднятия; 28 - области интенсивного поднятия и горообразования; 29 - мощности отложений по скважинам; 30 - то же по обнажениям; 31 - Главный Уральский и Байдарацкий глубинные разломы, 32 - флексуры, влиявшие на осадконакопление; 33 - границы формаций, 34 - контуры участков отсутствия или последующего размыва отложений указанного возраста.



Фиг. 6. Схема размещения формаций силурийско-раннедевонского этапа развития.

Условные обозначения см. на фиг. 5.

тельпосской свиты (К. А. Львов), трансгрессивно и с угловым несогласием залегает на отложениях рифея и венда. Видимая мощность кварцитовидных песчаников и конгломератов в бассейне р. Кожим достигает 800 м, а севернее, на хр. Енгане-Пэ и Манита-Нырд, их мощность равна 600 м.

Вышележащая часть формации (хыдейская свита, до 500 м) сложена кварцево-филлито-хлоритовыми сланцами, часто с ритмичной слоистостью.

Ордовикский этап развития восточной части известняковой зоны заканчивается накоплением известняково-доломитовой формации, нижняя часть которой представлена темно-серыми известняками с прослоями кристаллических мраморовидных известняков (750 м).

На участке между грядой Черныщева и Печоро-Кожвинским валом ордовикские отложения, по-видимому, отсутствуют.

К западу от Печоро-Кожвинского вала в течение ордовикского этапа развития сформировались прибрежно-морская терригенная формация (формация белых кварцевых песчаников седъельской свиты) и красноцветная лагунно-

континентальная песчано-глинистая формация (Журавлев, 1969). Первая из них имеет максимальную известную мощность в скв. 1 – Ираель (324 м). Вышележащая красноцветная песчано-глинистая формация, характеризующаяся косой слоистостью и присутствием выветрелой гальки метаморфических сланцев, имеет максимальную мощность в скв. Усть-Цильма, где равна 267 м. Слабая отсортированность обломочного материала указывала на близость области размыва – Палеотимана.

В зоне Главного Уральского глубинного разлома на силурийско-раннедевонском этапе накапливалась офиолитовая формация, с которой были тесно связаны вулканогенно-осадочные образования эффузивной (эвгеосинклинальной) зоны Урала (фиг. 4 – вкладка, 6).

Западнее Главного Уральского разлома, в Лемвинской сланцевой зоне, а также на Пай-Хое, в условиях некомпенсированного прогибания накапливались известняково-глинисто-сланцевые, кремнисто-глинисто-сланцевые и известняково-глинисто-кремнисто-сланцевые отложения, парагенетически связанные между собой. В Лемвинской зоне они были впервые описаны К.Г. Войновским-Кригером (1945, 1955) под названием харотской свиты и как „харотская формация" вошли в работы многих исследователей (Беккер, 1965; Кеплер, 1949; Херасков, 1967, и др.). В литологическом отношении в их составе выделяется три типа пород: глинистые и кремнистые сланцы и известняки, часто переслаивающиеся друг с другом. Изредка среди них встречаются прослои эффузивов и их туфов.

Переход от сланцевых формаций к карбонатным отложениям известняковой зоны повсеместно очень резкий. Граница между указанными зонами, по-видимому, совпадала с региональной флексурой, вдоль которой в раннем девоне формировались рифовые массивы.

В известняковой зоне на силурийско-раннедевонском этапе продолжала накапливаться морская известняково-доломитовая формация, которая наиболее полно была представлена в восточной, периферической части известняковой зоны. Максимальные ее мощности известны на рр. Косью и Кожим (до 1400 м). Основание силурийской части этой формации (до 310–320 м), отвечающее косьинскому горизонту, сложено известняковыми конгломератами, переходящими выше в доломиты и известняковые брекчии с глыбами голубовато-серых или серых доломитовых известняков.

Вышележащая часть формации в объеме адакского и филиппьельского горизонтов (500–550 м) сложена темно-серыми известняками, разнозернистыми доломитами с желваками кремней и слоистыми доломитами. Верхняя часть формации обогащена прослоями мергелей и аргиллитов. Толща пород, завершающая эту формацию (овинпармский горизонт), в нижней части представлена темно-серыми тонкоплитчатыми глинистыми известняками с прослоями глинистых брахиоподовых известняков и известняковых гравелитов. Выше преобладают голубовато-серые мелкокристаллические известняки с прослойками бокситовидных глин. Общая мощность верхней части формации достигает в данном районе 450–510 м.

На гряде Чернышева строение этой формации – аналогичное рассмотренному выше, хотя несколько отличается в разных частях гряды. Нижняя часть формации (700–810 м – косьинский и адакский горизонты пландоверийского яруса и филиппьельский горизонт венлока) сложена темно-серыми тонкоплитчатыми известняками с пластами брекчиевидных доломитов (Першина, 1962). Последние слагают большую часть формации в южной части гряды (рр. Большая Сыня, Малая Сыня, Вангыр).

Верхняя часть формации (до 450 м), выделяемая в объеме седъельского горизонта венлока, верхнего силура и нижнего девона, отличается от нижней присутствием маломощных (10–15 см) прослоев аргиллитов. В строении этой части формации в южной части гряды Чернышева принимают участие темно-серые, сильно глинистые известняки с прослоями глинистых и углистых слан-

цев, аргиллитов и мергелей. К северу в седъельской части формации количество глинистых прослоев уменьшается. В бассейне р. Шарью она сложена преимущественно слоистыми доломитами и окремненными известняками, а в северной части гряды, на руч. Изрузьшор, преобладают темно-серые тонкоплитчатые известняки с желваками кремней.

Известняково-доломитовая формация на гряде Чернышева повсеместно завершается отложениями овинпармского горизонта. В южной части гряды, на р. Большой Сыне в его составе преобладают тонкоплитчатые, участками глинистые, слабо доломитовые известняки с прослоями углистых аргиллитов и мергелей. Выше залегают темно-серые известняки с остатками водорослей. Севернее, на руч. Гердкыртаель в строении этого горизонта принимают участие темно-серые, пятнисто окрашенные известняки и серые доломиты с пластами „червячковых" доломитов. Разрез венчается пачкой (до 3 м) доломитовой брекчии, свидетельствующей об осушении этой территории. На доломитовых брекчиях повсеместно, за исключением руч. Гердкыртаель, залегают песчаники пашийского горизонта или глины кыновского горизонта.

Непосредственно западнее гряды Чернышева известняково-доломитовая формация силурийско-раннедевонского возраста лишь частично вскрыта скважинами в районе Колвинского вала. По-видимому, силурийская часть формации здесь имеет такое же строение, как и на гряде Чернышева, однако нижнедевонская часть разреза обладает весьма специфическим строением. Нижняя часть разреза (312 м), вскрытая скв. 6, 7, 9 и 12-Уса, сложена зеленовато-серыми известковыми глинами с линзами серого остракодового известняка. Выше залегают (160 м) комковатые глинистые известняки с прослойками серых глин, которые также перекрываются глинисто-карбонатными отложениями (130-140 м). Верхняя часть этой формации претерпевает существенные изменения на площади. В западной части (скв. 9, 12-Уса) она сложена доломитами с прослоями глинистых доломитов и мергелей (160 м), к востоку (скв. 6) преобладают известковые разности пород, а в северной части Усинской структуры (скв. 7) в глинисто-доломитовой толще (270 м) появляются пласты ангидрита (Першина, Филиппова, 1971).

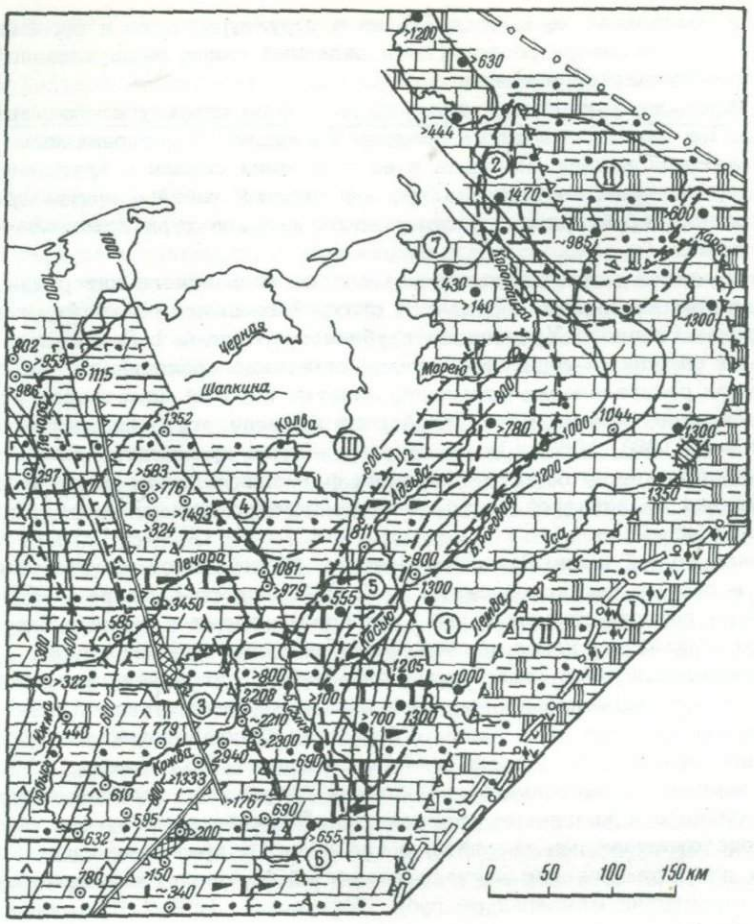
Западнее, в Ижма-Печорской впадине известна лишь нижняя, силурийская часть рассматриваемого подэтажа. Вышележащая нижнедевонская его часть, по-видимому, или не накапливалась вследствие прекращения осадконакопления в раннедевонское время, или же была уничтожена среднедевонской трансгрессией. Здесь обособляется красноцветная терригенно-сульфатно-доломитовая формация в объеме васькерской свиты. В скв. 1-Нарьян-Мар нижняя часть формации образована частым чередованием глинистых и доломитовых алевролитов и аргиллитов (вскрытая мощность 115 м), выше которых выделяются пачки липовато-бурых доломитовых мергелей (36 м) и ангидритов и доломитов (30 м).

Южнее, в скв. 1-Усть-Цильма и 1-Кипиево васькерская свита выпадает из разреза, однако далее к югу скв. 1-Ираель вскрыла довольно мощные (256 м) карбонатные отложения, силурийский возраст которых подтверждается находками фауны брахиопод, строматопод и кораллов (Туманов, 1960).

Магматические проявления силурийско-раннедевонского этапа связаны в основном с активной жизнью Главного Уральского глубинного разлома, вдоль которого формировались интрузивные массивы гипербазитового и габбро-пироксенит-плагиогранитного комплексов, в составе которых принимают участие гипербазиты, габброиды, плагиограниты, кварцевые диориты и диориты.

На основании анализа мощностей в пределах отмеченных выше структурно-формационных зон можно выделить ряд крупных структурных элементов.

В восточной части известняковой зоны, на месте современной Косью-Роговской ванны Предуральского краевого прогиба, в раннем ордовике сформировалась крупная впадина, названная нами Кожимско-Верхнеусинской



Фиг. 7. Палеотектоническая схема среднедевонско-турнейского этапа развития.

Условные обозначения см. на фиг. 5. На схеме: 1 – Кожимско-Верхнеусинская впадина; 2 – Вайгачская впадина; 3 – Печоро-Кожвинский авлакоген; 4 – Колвинский авлакоген; 5 – поднятие гряды Черньшева; 6 – Шугорское поднятие; 7 – Хайпудырское поднятие.

(1 на фиг. 7), в которой обособились базальная терригенная формации кварцевых песчаников и глин (мощностью до 1200–1300 м в бассейне р. Кожим) и морская известняково-доломитовая формация верхнего ордовика – лудлова. В центральной части этой зоны прогибания мощность последней достигала 2600 м. По-видимому, на данном этапе произошло заложение крупного Печоро-Кожвинского авлакогена (3), характеризующегося отчетливо выраженным северо-западным простиранием. К востоку от него обособлялся Колвинский авлакоген (4), в котором только нижнедевонская часть структурного подэтажа превышала 530 м. Эти авлакогены, вероятно, были разделены узким валообразным поднятием (5), на месте которого в настоящее время выделяется Лайский выступ фундамента.

Гряда Чернышева не выделялась ни в структурном, ни в формационном отношении – на ее месте располагался западный склон вышеуказанной Кожимско-Верхнеусинской впадины.

б) Эйфельско-турнейская часть доорогенного структурно-формационного комплекса. Ее нижняя и верхняя границы совпадают с региональными перерывами в осадконакоплении. Перерыв в ее основании связан с предсреднедевонскими эпейрогеническими движениями, а в верхней части – приурочен к крупному осушению территории, имевшему место в конце турнейского-начале визейского веков.

В эффузивной зоне отложения указанного возрастного интервала залегают с размывом на разных горизонтах силурийско-нижнедевонских отложений.

Западнее Главного Уральского глубинного разлома в Лемвинской сланцевой зоне на эйфельско-турнейском этапе отчетливо проявлялась зональность латерального распределения формаций, зачатки которой наметились еще в позднеордовикское время. Для турнейского времени эту зональность отметил А.И. Елисеев (1968, 1969). Здесь сформировались кремнисто-глинисто-сланцевая и известняково-глинисто-сланцевая формации, причем последняя более характерна для ее западной части, непосредственно примыкающей к известняковой зоне (фиг. 7).

В центральной части Лемвинской зоны обособляется песчано-сланцевая формация в объеме пагинской свиты К.Г. Войновского-Кригера (1962). Она представлена переслаиванием серых, зеленовато-серых и темных кварцевых песчаников, глинистых и кремнистых сланцев с отпечатками флоры.

Формационный облик синхронных отложений Пайхойской сланцевой зоны довольно близок вышеописанному, хотя несколько отличается от него. Здесь также выделяется песчано-сланцевая формация среднедевонского возраста, которая, по данным Т.Н. Корень и В.С. Енокяна (1971), внизу (55 м) представлена черными известняково-глинистыми сланцами с прослоями черных углистых сланцев и кварцевых алевролитов. Выше по разрезу они сменяются серыми толстоплитчатыми кварцитами (до 30 м) с прослоями сланцев. Источник сноса для формирования песчано-сланцевой формации, по-видимому, находится на территории Байдарацкой губы (Устрицкий, 1961а). В течение эйфельско-турнейского этапа наблюдалось постепенное сокращение Пайхойской сланцевой зоны.

Общее эпейрогеническое опускание известняковой зоны, начавшееся в среднем девоне и связанное с тектоническими движениями в эвгеосинклинальной зоне Уральской геосинклинальной области, привело к трансгрессии морского бассейна и образованию на обширных ее площадях отложений базальной терригенной формации кварцевых песчаников и глин. В течение рассматриваемого отрезка времени эпейрогенические движения вызывали неоднократные трансгрессии и регрессии морского бассейна. По имеющимся данным можно говорить о трех фазах колебательных движений: эйфельской, живетской и предраннефранской. Эйфельская трансгрессия вызвала образование формаций кварцевых песчаников и глин лишь в узкой полосе известняковой зоны, непосредственно примыкающей к сланцевой зоне (такатинские слои), причем в северных частях региона – на о-ве Вайгач и на юго-западе Пай-Хоя в это время накапливалась глинисто-известняковая формация, образованная филлитизированными сланцами и глинистыми известняками.

Живетская трансгрессия захватывала практически всю рассматриваемую территорию. Максимальных мощностей живетские отложения достигают в Печоро-Кожвинском авлакогене. Здесь они вскрыты опорной скв. 1-Мутный Материк в интервале 1405.5-2197.2 м. В нижней части разреза лежит толща (304.2 м) ритмично чередующихся светло-серых песчаников, зеленовато-серых алевролитов и темно-серых глин, выше которой обособляется толща (308.4 м) зеленовато-серых алевролитов с прослоями песчаников и сидеритовых глин. Верхняя часть разреза сложена темно-серыми, почти черными глинами

(179.1 м) с прослоями туффитов в верхних горизонтах (Добротворская, 1959).

Еще больших мощностей среднедевонские отложения достигают к югу от Мутко-Материковой структуры, на Дзеля-Тереховейской площади. Здесь скв. 2 прошла по среднедевонским отложениям более 1700 м и не вскрыла их подошвы.

Восточнее, в районе Колвинского вала, мощность прибрежной песчано-глинистой формации среднего девона значительно меньше. В ее составе различаются породы афонинского и старооскольского горизонтов живетского яруса. Первый из них представлен мелкозернистыми кварцевыми песчаниками и алевролитами (до 74 м по скв. 7-Уса). В составе старооскольского горизонта (до 37 м по скв. 7-Уса) кроме песчано-алевритовых пород встречены прослои известняков (до 5-6 м), венчающие разрез среднего девона (Филиппова, 1968).

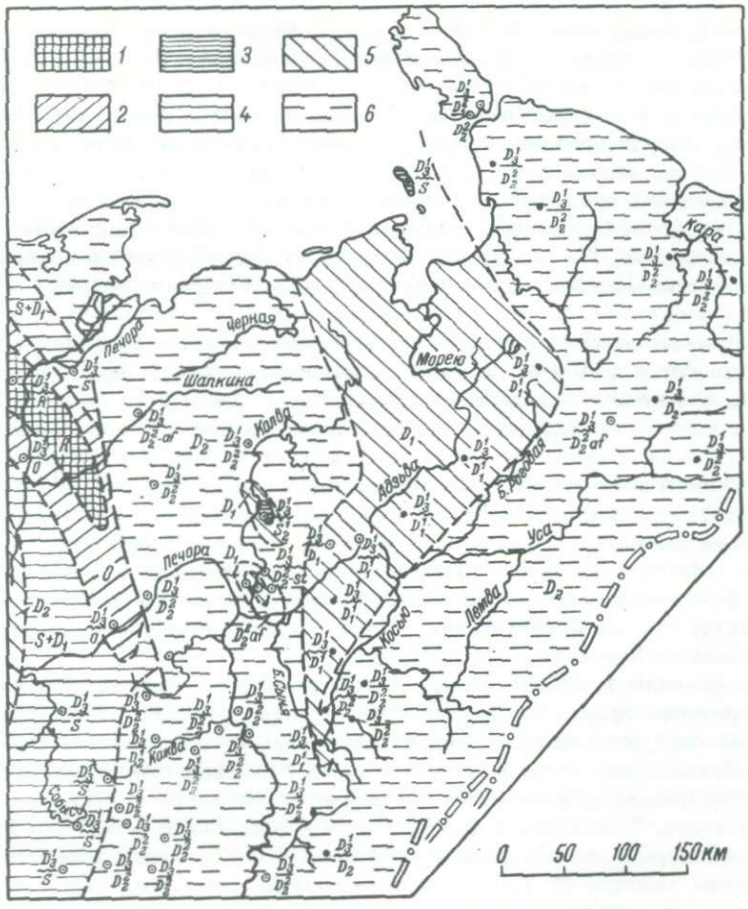
Предраннефранские тектонические движения вызвали наиболее глубокие структурные перестройки в пределах известняковой зоны. Для этого периода характерно оживление разломов в известняковой зоне. В ее западной части по этим разломам происходило излияние базальтов эффузивной (трапповой) формации (Тиман, районы скв. 1-Усть-Цильма и 1-Нарьян-Мар). Вместе с туфами и базальными живетскими терригенными породами они образуют типичный парагенезис, который может быть выделен в особую платформенную эффузивно-терригенную формацию. К этому же времени, очевидно, относится внедрение субинтрузивных массивов диабазов по разломам, ограничивающим с запада Печоро-Кожвинский авлакоген (район Дзеля-Тереховской и Исаковской структур), а также внедрение даек и силлов долеритов и диабазов на западном склоне Урала (хр. Тима-Из).

Одновременно в известняковой зоне происходило изменение структурного плана территории (фиг. 8). По-видимому, с раннефранскими тектоническими движениями следует связывать сокращение мощностей живетских отложений в районе Колвинского вала. В сводной части Усинской структуры эти отложения частично размыты и их общая мощность не превышает 34 м (скв. 9-Уса), тогда как в скв. 7-Уса она равна 111 м, а в скв. 6-Уса - 118 м (Филиппова, 1968). Севернее, на Возейской структуре эти отложения размыты полностью и глины кыновского горизонта залегают на доломитах нижнего девона. Такой размыв среднедевонских отложений, вероятно, вызван частичной инверсией Колвинского авлакогена и образованием на ее месте пологого палеоподнятия.

К началу раннефранской трансгрессии отчетливо выделялись Кипиевско-Седуяхинское валообразное поднятие, расположенное непосредственно западнее Печоро-Кожвинского авлакогена, и обширное сводообразное поднятие в восточной части Большеземельской тундры, захватывавшее Хорейверский прогиб, территорию гряды Чернышева и острова Печорского моря (фиг. 7). На этих палеоструктурах среднедевонские отложения отсутствуют; они либо вообще не накапливались, либо были уничтожены раннефранской трансгрессией.

Франско-фаменская часть рассматриваемого структурно-формационного комплекса представлена в основании прибрежно-морской базальной формацией кварцевых песчаников и глин пашийско-саргаевского возраста и синхронной ей платформенной эффузивно-терригенной формацией в Ижма-Печорской впадине. Выше расположены депрессионная кремнисто-глинисто-известняковая (доманиковая) формация средней части франского яруса и глинисто-известняковая формация верхов франского яруса - турне. В северо-восточной части известняковой зоны (рр. Аяч-Яга, Уса, хр. Енгане-Пэ, юго-западный Пай-Хой, северная часть гряды Чернышева) в течение всего рассматриваемого этапа накапливалась однообразная известняково-доломитовая формация (фиг. 7).

Базальная формация кварцевых песчаников и глин низов франского яруса в Кожимско-Верхнеусинской зоне прогибания на р. Косью начинается пластом



Фиг. 8. Палеогеологическая схема предраннефранской поверхности.

Выходы на предраннефранскую поверхность: 1 – рифейских пород, 2 – ордовикских отложений, 3 – силурийских отложений, 4 – нерасчлененных силурийско-нижнедевонских отложений, 5 – нижнедевонских отложений, 6 – среднедевонских отложений. D_3^1 – франский ярус, D_2^2 – живетский ярус, $D_2^2 af$ – афонинский горизонт; $D_2^2 st$ – старооскольский горизонт.

кварцевых песчаников с мелкими конкрециями бурого железняка. Выше по разрезу залегают песчаники с пластами углистых алевролитов и аргиллитов. В кровле формации наблюдается переслаивание аргиллитов, мергелей и голубовато-серых глинистых известняков. Мощность формации достигает 90–100 м.

На гряде Черышева состав и мощность этой формации несколько меняются с юга на север (Першина, 1962, рис. 10). Только в одном пункте – на руч. Гердкыртаель, левом притоке р. Косью, в ее пределах сохранились среднедевонские отложения, представленные желтовато-серыми глинистыми известняками, зеленоватыми мергелями и черными глинистыми сланцами, содер-

жащими в средней части разреза спорово-пыльцевой комплекс, характерный для верхов живетского яруса (Горский, Грамматчикова, 1961). Эти отложения перекрыты пачкой (70 м) белых кварцевых песчаников пашийского горизонта.

В остальных пунктах гряды базальная формация кварцевых песчаников и глин охватывает отложения пашийского и кыновского горизонтов и залегает с размывом на отложениях нижнего девона.

На юге гряды (р. Большая Сыня) ее слагает толща (50 м) кварцевых песчаников пашийского возраста, залегающая на доломитовых брекчиях нижнего девона. Севернее состав и мощность этой формации меняются. На р. Большой Сарьюге в ее составе выделяются зеленые вязкие глины, включающие обломки нижнедевонской доломитовой брекчии. Выше залегает пласт (0.7 м) кварцитовидного конгломерата с валунно-галечным материалом, состоящим из различных осадочных и метаморфических пород. Далее следует чередование серо-зеленых глин, мергелей, аргиллитов и глинистых известняков с отдельными пластами (до 0.6 м) конгломератов с известково-песчаным цементом. Мощность пашийской части формации равна 30–32 м, и заканчивается эта формация толщей (до 32 м) переслаивания серых и зеленовато-серых алевролитов, аргиллитов и мергелей, причем последние преобладают в верхней части формации.

К северу происходит постепенное выклинивание грубозернистых толщ базальной нижнефранской формации кварцевых песчаников и глин, а также постоянное уменьшение их мощности формации в целом от 70–30 м на юге до 2–2.5 м на севере.

Западнее гряды Чернышева, в районе Колвинского вала в составе нижнефранской формации кварцевых песчаников и глин пашийские отложения отсутствуют, а кыновский горизонт (20–31 м) представлен в основном глинами. Еще западнее, в пределах Печоро-Кожвинского вала мощность этой формации резко увеличивается (до 450 м). В разрезе скв. 1-Мутный Материк в ее составе содержится значительное количество туфового материала.

Вышележащая относительно глубоководная (доманиковая) формация развита в пределах почти всей известняковой зоны, за исключением северо-восточной части рассматриваемой территории. Она имеет увеличенные мощности в пределах Кожимско-Верхнеусинской впадины и в Печоро-Кожвинском авлакогене и сокращается до минимума в районе гряды Чернышева.

В восточной части известняковой зоны, в бассейне р. Косью, эта формация (55 м) в нижней части сложена темно-серыми мелкокристаллическими, сильно битуминозными известняками с прослоями углистых аргиллитов. Выше наблюдается переслаивание известково-углистых сланцев, черных кремней и углистых известняков, содержащих большое количество брахиопод, гониатитов и птеропод. Верхняя часть формации образована серыми и голубовато-серыми скрытокристаллическими известняками с линзами мелкогалечных конгломератов и прослоями мергелей и аргиллитов.

В пределах гряды Чернышева состав этой формации на разных ее участках различен. По данным А.И. Першиной (1962, 1966), в девонских отложениях гряды Чернышева выделяются три типа разреза: елецкий, шарьинский и вангырский, причем последний обособляется только в фаменском веке. Елецкий тип разреза представляет собой мелководную карбонатную фацию, а шарьинский – относительно глубоководную фацию. Доманиковая формация развита на ограниченной площади гряды Чернышева – в бассейне рр. Вангыр, Таблекаю, Неча, Шарью, Заостренная, Большой и Малый Адак, Пымвашор, Изрузьшор и др. Здесь она начинается пачкой темно-серых, иногда сильно битуминозных перекристаллизованных известняков саргаевского возраста. Мощность ее, как правило, небольшая и колеблется от 0.55 м (руч. Изрузьшор) до 3–3.5 м (р. Большая Сарьюга). Вышележащий доманиковый горизонт (11–27 м) представлен отложениями типичной доманиковой фации – темно-серыми и черными известняками, обычно сильно битуминозными и окремненными, а также

мергелями, горючими сланцами и аргиллитами, содержащими большое количество брахиопод, цефалопод и остракод.

В районе Колвинского вала мощность доманиковой формации увеличивается до 180–200 м. Однако максимальные мощности этой формации (до 410 м) характерны для Печоро-Кожвинского авлакогена. Здесь она начинается толщей (до 160 м) темно-серых аргиллитоподобных глин с прослоями мергелей и известняков, которая, по-видимому, отвечает саргаевскому горизонту (Добротворская, 1959). Доманиковая часть формации (до 250 м) сложена темно-серыми и черными битуминозными и кремнистыми известняками с прослоями темно-серых аргиллитоподобных глин, сменяющимися выше битуминозными известково-кремнистыми сланцами, переслаивающимися с мергелями, известняками и силицитами (радиоляритами).

В заключительную стадию эйфельско-турнейского этапа развития повсеместным распространением пользуется терригенно-карбонатная формация, объем и состав которой несколько меняются в пределах известняковой зоны. В районе Печоро-Кожвинского вала она обособляется в объеме толщи верхнефранско-турнейского возраста. В своей нижней части, соответствующей мендымскому горизонту, она представлена переслаиванием кварцевых песчаников с темно-серыми глинистыми алевролитами и глинами. Вышележащая, франская часть формации (867 м по опорной скв. 1-Мутный Материк) внизу сложена циклическим чередованием серых известняковых конгломератов, песчаников, алевролитов, глин, мергелей и кремнистых битуминозных пород. Выше залегает глинистая толща, перекрытая известняками и доломитами (Добротворская, 1959).

Фаменская часть формации (свыше 1200 м) начинается трансгрессивно залегающей пачкой песчаников и алевролитов, выше которой наблюдается чередование песчано-алевритовых пород с известковыми глинами, мергелями и известняками. Известняки с прослоями мергелей, доломитов и гипсов преобладают в верхах фамена.

Турнейская часть формации известна лишь в южной части Печоро-Кожвинского вала, а также вскрыта скв. 1-Нарьян-Мар и рядом скважин в районе Шапкино-Юрьяхинского вала. В южной части Печоро-Кожвинского вала, на Кыртаельской, Кожва-Каменской и Лыжских структурах она сложена внизу (нижнее турне 80–100 м) темно-серыми и темно-зелеными глинами с прослоями кварцевых песчаников и известняков, а вверху (до 70 м и более) – серыми и темно-серыми известняками с прослоями глин (Дуркина, 1959, Г. Чернов, 1960а).

На Усинской структуре терригенно-карбонатная формация начинается мощной (431 м в скв. 1-Уса) однообразной толщей мергелей верхнефранского подъяруса. Фаменская часть формации представлена сравнительно однообразной толщей (481 м) переслаивания серо-зеленых плитчатых известняков и темно-серых мергелей. К северу (скв. 1-Харьяга) эта формация включает в себя и отложения среднефранского подъяруса, сложенного толщей мергелей. В районе Колвинского вала турнейская часть формации отсутствует.

На гряде Чернышева и в Кожимско-Верхнеусинской впадине терригенно-карбонатная формация имеет несколько меньший объем и варьирует в разных районах. В частности, в районах развития елецкого типа разреза девонских отложений – на рр. Большой Сыне, Поварнице, Малой Роговой, Лек-Нядейте, в верховьях р. Большого Адака эта формация (160–170 м) включает отложения кыновского, саргаевского, доманикового и мендымского горизонтов и сложена часто переслаивающимися зеленовато-серыми плитчатыми глинистыми известняками, мергелями и аргиллитами.

В районах развития шарьинского типа разреза эта формация (до 390–400 м на р. Шарью), охватывающая мендымский горизонт среднефранского подъяруса и верхнефранский подъярус, сложена чередованием зеленовато-серых тонкоплитчатых глинистых известняков, мергелей и аргиллитов. В аргил-

литах мендымского горизонта содержатся караваеобразные известковые конкреции.

В этих районах терригенно-карбонатная формация вверх по разрезу сменяется формацией слоистых известняков, синхронно с которой в южной части Кожимско-Верхнеусинской впадины развивается кремнисто-известняковая формация (субформация).

Формация слоистых известняков в районах развития елецкого типа разреза на гряде Чернышева охватывает отложения верхнефранского подъяруса, фаменского яруса и турне. В ее составе преобладают серые и светло-серые мелкокристаллические известняки с пластами оолитовых известняков и известняковых песчаников. В разрезах р. Большой Сыни мощность данной формации превышает 330 м.

В районах развития шарьинского типа разреза девонских отложений турнейская часть формации размыта, а фаменская ее часть (160–200 м на р. Шарью) представлена серыми и светло-серыми тонкоплитчатыми известняками с прослоями аргиллитов, которые выше по разрезу сменяются светло-серыми и серыми плитчатыми мелкокристаллическими известняками.

Кремнисто-известняковая субформация развита в районах развития вангырского типа разреза и на гряде Чернышева прослеживается на довольно ограниченной площади – на рр. Вангыр, Большая Сарьюга и руч. Гердкыр-таель. На р. Большой Сарьюге она представлена чередованием темно-серых известняков, углистых аргиллитов и черных кремней. Общая мощность этих пород достигает 220 м (Першина, 1962). На р. Вангыр в ее основании выделяется пласт (до 8 м) известняковых конгломератов, залегающих на размытой поверхности пород мендымского горизонта. Выше наблюдается частое чередование темно-серых плитчатых известняков, аргиллитов, кремней. Существенную роль в разрезе играют известняковые брекчии оползневого происхождения. Мощность этой субформации на р. Вангыр достигает 360–400 м.

В северо-восточной части известняковой зоны, включая и северную оконечность гряды Чернышева, на эйфельско-турнейском этапе развития накапливалась известняково-доломитовая формация. В северной части гряды Чернышева она сложена светло-серыми, серыми и темно-серыми мелкокристаллическими известняками и доломитами (до 810 м). В верхней части формации встречаются пласты оолитовых известняков и известняковых гравелитов.

Восточнее, на рр. Аяч-Яга, Малая Уса и на хр. Енгане-Пэ в составе этой формации присутствуют и среднедевонские отложения (до 630 м) – светло-серые, серые и темно-серые толстослоистые известняки с прослоями глинистых известняков и черных аргиллитов. Франская и фаменская части формации (до 380–390 м) здесь сложены темно-серыми и серыми слоистыми известняками с пластами желтовато-серых доломитов (Г. Чернов, 1962б).

В верховьях р. Усы известняково-доломитовую формацию завершает толща пород (до 80–90 м) турнейского возраста. Она сложена серыми и темно-серыми массивными известняками, сменяющимися выше по разрезу черными глинистыми известняками, переслаивающимися с желтовато-серыми и голубовато-серыми аргиллитами (Калашников, 1963).

В целом в течение рассматриваемого отрезка времени картина распределения формаций носит очень сложный характер. После формирования базальных песчано-глинистых и терригенно-известняковых формаций на отдельных участках скорость дальнейшего погружения превысила скорость осадконакопления, что привело к формированию парагенезиса битуминозных известняков, мергелей, глинистых сланцев и кремней (доманиковые слои), образовавшегося, как показала Т.И. Кушнарева (1963), в условиях некомпенсированного осадконакопления. Такие условия, в частности, характерны для значительной части гряды Чернышева (шарьинский тип разреза, по А.И. Першиной, 1962) и для Печоро-Кожвинского авлакогена. Доманиковая формация выше сменялась значительно более мощной терригенно-известняковой формацией, имевшей повсеместное распространение.

К концу турнейского времени наблюдается общее поднятие территории, в результате которого в западных районах наблюдается закономерная смена морских карбонатных осадков прибрежно-морскими глинисто-карбонатными. На значительной части рассматриваемой территории турнейские отложения не осаждались или же были уничтожены средневизейской трансгрессией.

Анализ изопахит в пределах известняковой зоны позволяет выделить ряд структур. Прежде всего обращает на себя внимание крупный линейно вытянутый в северо-западном направлении Печоро-Кожвинский авлакоген (3 на фиг. 7), в котором накапливались весьма мощные (до 4 км и более) карбонатно-терригенные толщи девона. Судя по имеющимся данным, этот авлакоген был резко асимметричен – его крутое юго-западное крыло было осложнено крупным разломом, который в раннефранское время служил подводящим каналом для внедрения интрузий основного состава. Восточное крыло авлакогена было более пологим. На основании увеличения мощностей отложений среднего и верхнего девона вдоль Урала в сторону верховий р. Печоры можно предположить, что Печоро-Кожвинский авлакоген, расширяясь и выполаживаясь, прослеживался в область современного западного склона Урала. На северо-западе он, по-видимому, замыкался в районе устья р. Печоры.

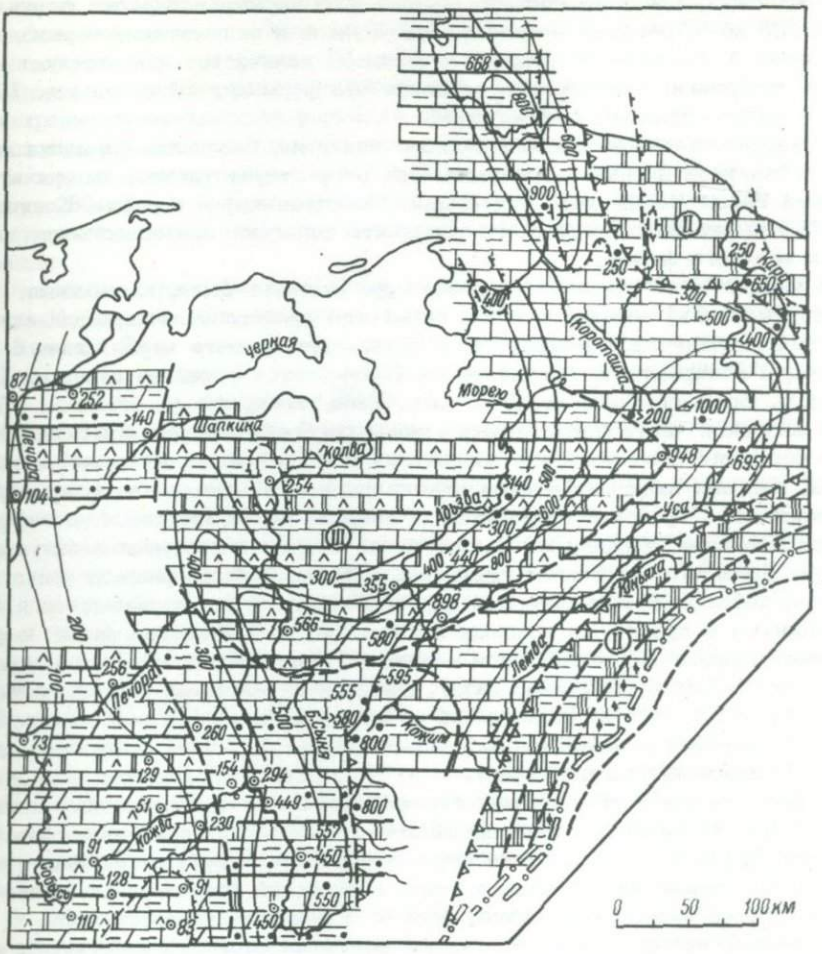
Восточнее Печоро-Кожвинского авлакогена и параллельно ему протягивалась другая линейная зона интенсивного прогибания, которой отвечает современный Колвинский вал (4). Наличие этой зоны, по-видимому, также определялось разрывными нарушениями, но отсутствие достаточного количества данных пока не позволяет ее надежно оконтурить. Между этими зонами прогибания, вероятно, имелось небольшое валообразное поднятие, которое на юго-востоке выходило к современному Кожимскому поперечному поднятию (6).

Сланцевая зона испытывала активное прогибание, не компенсированное осадконакоплением. Кроме этих зон, выделяются менее интенсивно прогибавшиеся участки на месте современной гряды Чернышева (5) и в северо-западной части современного поднятия Чернова (7).

в) Визейско-верхнекаменноугольная часть доорогенного структурно-формационного комплекса. Ее нижняя граница обусловлена региональным перерывом, вызванным упомянутыми выше эпейрогеническими движениями, а верхняя граница в восточной части известняковой зоны совпадает с перерывом в осадконакоплении, вызванным предпермским осушением этой территории. Западнее гряды Чернышева стратиграфическая полнота этой части доорогенного комплекса увеличивается за счет включения в нее отложений ассельского и сакмарского ярусов и ее граница проводится по смене карбонатных формаций терригенными формациями орогенного комплекса.

Во второй половине визейско-верхнекаменноугольного этапа развития в известняковой зоне начинаются значительные структурные перестройки, продолжавшиеся доорогенного этапа развития данной территории. В это время происходит инверсия Печоро-Кожвинского авлакогена и формирование на его месте Печоро-Кожвинского вала. Воздымания характерны и для значительной части периферической Кожимско-Верхнеусинской впадины. Благодаря этому визейско-позднекаменноугольный этап развития данной территории разделен на две части: визейско-башкирскую и московско-позднекаменноугольную.

К началу визейско-башкирского подэтапа (фиг. 4, 9) благоприятные для непрерывного осадконакопления условия сохранялись лишь по восточной окраине известняковой зоны (Ш) и, очевидно, в сланцевой зоне (П). В эффузивной зоне (I) к концу визейского времени прекратилось геосинклинальное осадконакопление и наметилась общая тенденция к ее воздыманию. В Собско-Войкарском синклинории интенсивные поднятия, по-видимому, произошли в позднем визейское время. Именно тогда в расположенной к западу от него Лемвинско сланцевой зоне сформировалась толща полимиктовых песчаников и алевролитов – песчано-сланцевая формация. Состав обломочного материала ее песчаников, представленный зернами кварца, полевого шпата; обломками кремни-



Фиг. 9. Палеотектоническая схема визейско-башкирского подэтапа развития.

Условные обозначения см. на фиг. 5.

стых пород, кислых и основных эффузивов, указывает на восточный источник сноса, которым, по-видимому, служил район Собско-Войкарского синклинория.

Сланцевая зона к концу визейско-башкирского подэтапа также претерпела постепенное вырождение. Его признаки мы видим в накоплении уже отмеченной выше песчано-сланцевой формации в восточной части Лемвинской зоны, а также в появлении пачки известняковых конгломератов в отложениях намюра Пайхойской сланцевой зоны – в низовьях р. Кары (Устрицкий, 1961а).

В известняковой зоне в течение визейско-башкирского подэтапа накапливались: формация кварцевых песчаников и глин среднего визе (в Кожимско-Верхнеусинской зоне – нижнего-среднего визе) и формации слоистых известняков верхнего визе – башкирского яруса. В средней части последней обособляется сульфатно-доломитовая субформация тарусско-стешевского возраста.

Базальная формация кварцевых песчаников и глин претерпевает значительные изменения в объеме и составе слагающих ее отложений. В восточной

части известняковой зоны она сложена сероцветными глинистыми отложениями. Здесь она наиболее детально была изучена на р. Кожим (Ротай, 1963; Чермных, 1967), где в ее составе преобладают черные глинистые сланцы (свыше 330 м) с редкими прослоями песчаников и включениями черного кремня. В верхней половине ее разреза в большом количестве присутствуют сидеритовые конкреции. Аналогичное строение эта формация имеет на руч. Тырбылью – правом притоке р. Вангыр.

Севернее, в районе Енганепэйского поднятия, базальная формация кварцевых песчаников и глин не развита. Она отсутствует также и на значительной части гряды Чернышева (рр. Шарью, Заостренная) и в районе Колвинского вала, где отложения тульского горизонта залегают непосредственно на породах верхнего фамена.

В южной части гряды Чернышева (рр. Большая Сыня, Кыньбэжью, руч. Гердкыртаель) эта формация повсеместно представлена переслаиванием кварцевых песчаников, алевролитов и темно-серых, почти черных глин с сидеритовыми конкрециями. Мощность ее уменьшается с юга на север от 50–70 м на р. Большой Сыне до 20 м на р. Кыньбэжью.

В западной части известняковой зоны прибрежно-морская песчано-глинистая формация среднего визе известняка в южной части Печоро-Кожвинского вала, где она включает в себя отложения яснополянского надгоризонта (бобриковский и тульский горизонты) и нижнюю часть алексинского горизонта и представлена кварцевыми песчаниками, обычно насыщенными битумом, плотными аргиллитоподобными глинами и в средней части разреза углистыми сланцами, которые в свою очередь перекрываются темно-коричневыми и пестрыми глинами с прослоями красных песчаников, сменяющимися выше по разрезу чередованием детритусовых и оолитовых известняков. Мощность формации достигает 120 м (Дуркина, 1959). Далее к юго-востоку мощность резко увеличивается, причем их фациальный облик изменяется – в районе пос. Еджид-Кырта уже развита угленосная песчано-глинистая формация мощностью до 370 м (Войновский-Кригер, 1944б).

К северо-западу общая мощность песчано-глинистой формации уменьшается и в скв. 1-Нарьян-Мар не превышает 24 м. Здесь ее нижняя часть (бобриковский горизонт 9 м) сложена серыми и темно-серыми кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин, а тульский горизонт – переслаиванием серых песчаников, алевролитов, глин и детритусовых известняков.

Во время накопления вышележащей формации слоистых известняков верхневизейско-башкирского возраста известняковая зона претерпела кратковременные воздымания, в связи с чем в тарусско-стешевское время в ее пределах сформировалась сульфатно-доломитовая субформация с синхронной ей субформацией известняковых брекчий. В восточной части известняковой зоны, в районе Кожимского поперечного поднятия последняя субформация получила наибольшее развитие, и ее формирование не прекращалось до конца башкирского века. Западнее в протвинском веке восстановились условия, благоприятные для накопления формации слоистых известняков.

В бассейне р. Кожим формация слоистых известняков начинается тульскими плитчатыми известняками (60 м) с прослоями глинистых известняков. Верхневизейская ее часть (около 400 м) представлена серыми и синевато-серыми тонкоплитчатыми детритусовыми известняками, которые в основании (окский надгоризонт) содержат прослои темно-серых листоватых глинистых сланцев.

Тарусско-стешевская и башкирская части разреза обособляются в субформацию известняковых брекчий.

Западнее, на гряде Чернышева, в визейско-башкирской части рассматриваемого структурного этажа отчетливо различаются два типа разреза – сынинский и вангырский (Елисеев, 1963). Формационный облик отложений вангырского типа разреза анапоричен облику отложений р. Кожим. Формация

слоистых известняков тульско-веневского возраста (450 м) на р. Вангыр сложена темно-серыми детритусовыми известняками с прослоями (до 2 м) темно-серых листоватых аргиллитов. Известняковые брекчии появляются уже в веневском горизонте, а общая мощность субформации известняковых брекчий достигает в этих разрезах 430 м (Елисеев, 1963).

Западнее, в районе развития отложений сынинского типа разреза мощности синхронно развивающихся формаций значительно сокращены. Так, формация слоистых известняков тульско-веневского возраста, сложенная темно-серыми и серыми детритусовыми известняками, на р. Большой Сыне имеет мощность 280 м, а к северу еще больше уменьшается, достигая 230 м на р. Заостренной и всего 140 м на р. Шер-Нядейта, в северной части гряды Чернышева.

Отложения тарусско-стешевского возраста в разрезах сынинского типа на гряде Чернышева обособляются в известняково-доломитовую субформацию. На р. Большой Сыне в ее составе преобладают желтовато- и коричневато-серые доломиты с прослоями доломитовых известняков и внутрипластовых брекчий. Ее мощность не превышает 70-75 м.

В северной части гряды Чернышева разрезы тарусско-стешевских отложений представлены неполно. Однако распространение сульфатно-доломитовой субформации к западу от гряды (район Усино-Кушшорского поднятия) и к востоку от нее (скв. 1-Кочмес) позволяют предполагать, что эта субформация *развита также и на севере гряды Чернышева. На Кочмесском поднятии в со*став сульфатно-доломитовой субформации следует включать и башкирскую часть разреза (58 м), сложенную известняками с желваками кремней и включениями гипсов и ангидритов.

На гряде Чернышева в районе распространения сынинского типа разреза в протвинское время восстановились условия, благоприятные для образования формации слоистых известняков. В составе этой формации в нижней, протвинской части (100-105 м) преобладают характерные светло-серые известняки, а ее верхняя, башкирская часть сложена детритусовыми и шламовыми известняками с редкими прослоями известняковых гравелитов. Наиболее полно она представлена на р. Шарью (88-105 м), где присутствуют в основном водорослевые, криноидно-водорослевые и шламовые известняки с обилием желваков и линз кремня.

В районе Колвинского вала в нижней части формация слоистых известняков обогащена терригенным материалом - отложения тульского горизонта (7 м) представлены алеврито-глинистой пачкой с прослоями известняков и *мергелей. Вышележащая карбонатная пачка* (17 м) *сложена темно-серыми* и коричневато-серыми глинистыми и пелитоморфными известняками. В окской части формации преобладают серые и светло-серые детритусовые известняки с редкими прослоями глинистых известняков и доломитов, а также с включениями гипсов и ангидритов, приуроченными к алексинскому горизонту. В средней части разреза присутствует сульфатно-доломитовая субформация, образованная ангидритами с прослоями доломитов и известняков (серпуховский надгоризонт), которая выше снова сменяется слоистыми известняками.

В южной части Печоро-Кожвинского вала формация слоистых известняков *начинается светло-серыми, серыми и темно-серыми известняками*, участками доломитизированными, относящимися к михайловскому и веневскому горизонтам (до 64 м). Серпуховский надгоризонт сложен в основном доломитами и доломитизированными известняками, реже известняками, приуроченными к верхней части его разреза. Мощность этой части формации в пределах Северно-Лыжской структуры достигает 220 м (Г. Чернов, 1960а).

В связи с начавшейся в среднем карбоне инверсией Печоро-Кожвинского *авлакогена башкирские отложения* в его пределах почти неизвестны. Только в Печоргородской зоне к ним относятся светло-серые, участками доломитизированные известняки, иногда с включениями гипсов и ангидритов. Их мощ-

ность в скв. 51-Печоргородская равна 136 м (Солнцев, Литвиненко, 1964).

Подводя итоги рассмотрению визейско-башкирского подэтапа развития, следует отметить, что общее воздымание территории, начавшееся в конце фаменского века и сопровождавшееся регрессией морского бассейна, к началу ранневизейского времени достигло максимума. В раннем визе морской *бассейн существовал в виде узкого пролива лишь в районах современного* правобережья Верхней и Средней Печоры и р. Косью (Чермных, 1966). Начавшаяся в тульское время трансгрессия визейского моря обусловила накопление на обширной территории отложений базальной терригенной формации кварцевых песчаников и глин, *которые в бассейне* Средней Печоры являются угленосными.

Эпейрогенические поднятия в тарусско-стешевское время вызвали повсеместное изменение формационного облика пород. Судя по брекчированности известняков верхней части разреза и по появлению среди них терригенных прослоев, в конце данного подэтапа наметилась тенденция к осушению значительной части территории. Отдельные участки известняковой зоны начали выходить из-под уровня моря; в частности, *поднятой оказалась значительная* часть Пай-Хоя и район Харьягинской структуры. По-видимому, к концу башкирского времени началась инверсия Печоро-Кожвинского авлакогена.

Как и на прежних этапах развития, гряда Чернышева не проявлялась как конседиментационная структура. На ее месте находился склон Кожимско-Верхнеусинской впадины, в пределах которой сохранялись условия для наиболее интенсивного осадконакопления. По-видимому, в районе южной части гряды Чернышева в это время отчетливо наметилась флексура северо-северо-западного простирания, благодаря чему в визейское время наблюдались резкие фациальные различия между сынинским и вангырским типами разреза (Елисеев, 1963).

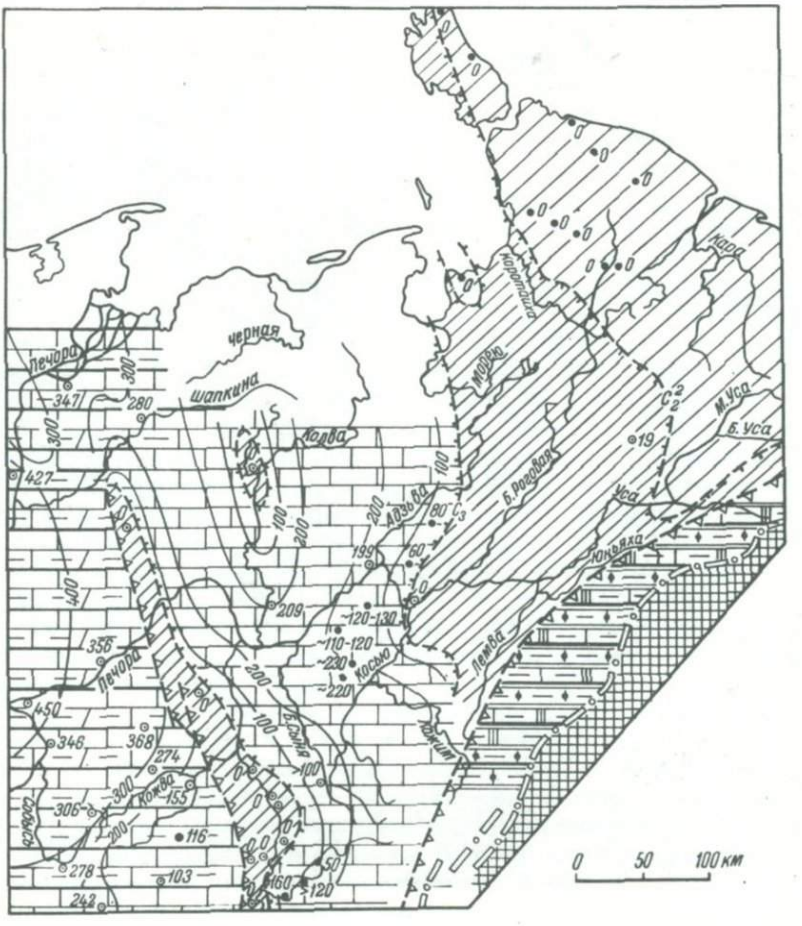
*В отличие от предыдущих этапов развития, московско-позднекаменно-*угольный подэтап[1] характеризуется весьма специфическими особенностями (фиг. 10). В результате окончания геосинклинального осадконакопления в Полярном Зауралье и его инверсии, начавшейся еще в конце визейского века (*Войновской-Кригер, 1963; Елисеев, 1968*), *соседние территории сланцевой и* известняковой зон испытали крупную перестройку, в результате чего на значительной части Пай-хойской сланцевой зоны в московское время осадконакопление, очевидно, уже полностью закончилось и на ее месте начало формироваться крупное сводовое поднятие (фиг. 10).

В течение московско-позднекаменноугольного подэтапа в пределах известняковой зоны была развита одна формация - формация слоистых известняков, причем *наиболее полно она была представлена к западу от* Печоро-Кожвинского вала. Здесь в составе этой формации объединены отложения московского яруса, верхнего карбона, а также ассельского и сакмарского ярусов нижней перми.

В *Лемвинской сланцевой зоне достоверно известны лишь отложения мос-*ковского яруса, представленные черными сланцами с прослоями известняков, относящимися к известняково-сланцевой формации. Наличие верхнекаменноугольных отложений не доказано, однако к ним могут принадлежать низы кечьпельской свиты, представленной ритмичным чередованием аргиллитов, алевролитов и полимиктовых песчаников (Елисеев, 1968). По-видимому, в позднекаменноугольное время на месте глубоководной сланцевой зоны с не*компенсированным осадконакоплением сформировался флишевый трог.*

---

[1] Западнее гряды Чернышева его верхний возрастной предел устанавливается по смене карбонатных формаций терригенными в артинское время.



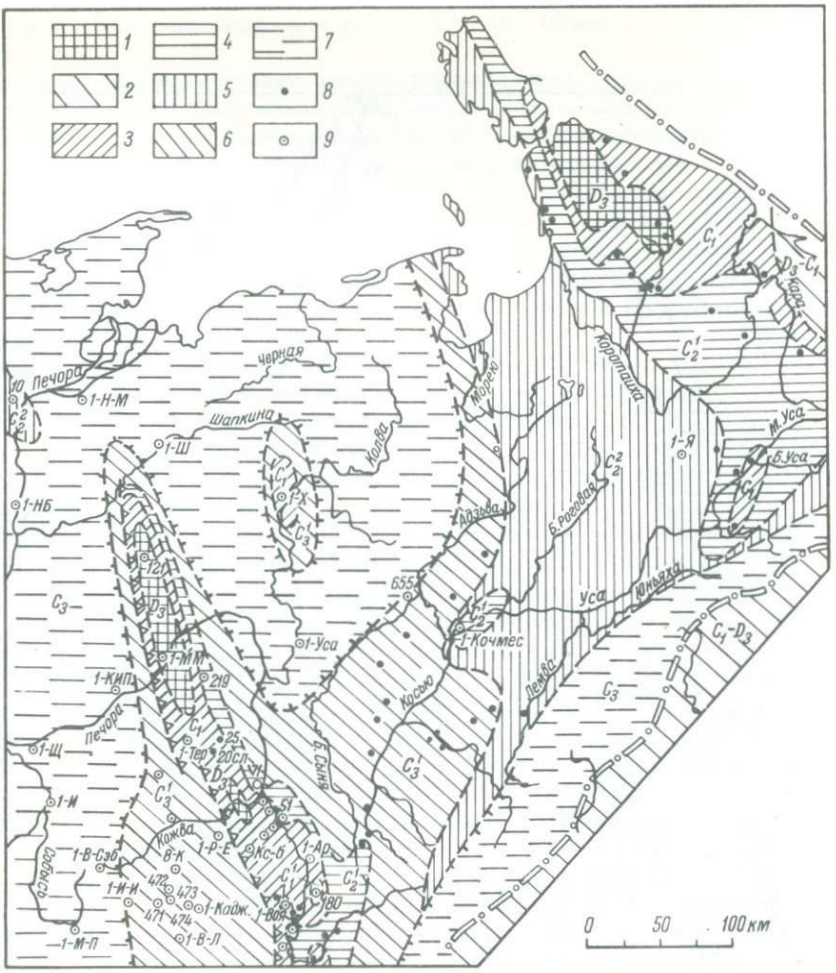
Фиг. 10. Палеотектоническая схема московско-позднекаменноугольного подэтапа развития.

Условные обозначения см. на фиг. 5.

В восточной части известняковой зоны отложения московско-позднекаменноугольного подэтапа известны лишь на р. Кожим, где московский ярус представлен розовато-серыми массивными детритусо-водорослевыми известняками (до 45 м) с прослоями и линзами светло-серых кремней. Верхнекаменноугольные отложения здесь сложены светло-серыми и серыми плотными сливными детритусовыми фораминифero-водорослевыми и брахиоподово-мшанковыми известняками мощностью около 180 м.

На гряде Чернышева московско-верхнекаменноугольные отложения развиты лишь в ее южной и центральной частях (фиг. 10). К московскому времени фациальные отличия между различными типами разрезов стираются.

Отложения нижнемосковского подъяруса в наиболее полном объеме развиты на рр. Шарью и Заостренной, где они представлены желтовато-серыми водорослевыми известняками с большим количеством линз и крупных желваков кремня. Их мощность изменяется от 40 м по р. Большой Сыне до 60 м по р. Большой Сарьюге. Верхнемосковские и верхнекаменноугольные отложе-



Фиг. 11. Палеогеологическая карта предпермской поверхности.

Выходы на предпермскую поверхность: 1 – верхнедевонских отложений, 2 – нерасчлененных нижнекаменноугольно-верхнедевонских отложений, 3 – нижнекаменноугольных отложений, 4 – отложений башкирского яруса, 5 – отложений московского яруса, 6 – отложений гжельского яруса, 7 – участки, характеризующиеся непрерывностью разреза, 8, 9 – обнажения и скважины, в которых зафиксирован контакт между пермскими и подстилающими отложениями.

ния в основном развиты в центральной части гряды, где в их составе преобладают детритусовые и биогермные гидрактиноидные известняки мощностью до 150 м.

К западу от гряды Черньшева, до Печоро-Кожвинского вала, мощности формации слоистых известняков увеличиваются и в разрезе скв. 1-Уса превышают 200 м. Здесь она сложена криноидно-мшанковыми известняками с прослоями форамениферовых известняков и доломитов, на которых с размывом залегают терригенные породы кунгура.

Таким образом, в рассматриваемый промежуток времени произошло окончательное вырождение эффузивной и сланцевой структурно-формационных зон, устойчиво развивавшихся с конца ордовика, и наметились новые черты структурного плана. В отличие от предыдущих этапов развития, для которых была характерна постепенная регрессия морского бассейна с запада на восток и первыми осушались западные районы рассматриваемой территории, в конце московско-позднекаменноугольного подэтапа наиболее приподнятой оказалась северо-восточная часть рассматриваемой территории, а наиболее прогнутой - западная (фиг. 10). Причиной возникновения такого своеобразного структурного плана, по-видимому, послужили раннеорогенные движения, в результате которых прекратилось прогибание в пределах Уральской геосинклинальной области и началась ее инверсия.

г) Некоторые черты тектоники территории к началу пермского периода (фиг. 11). Структурный план рассматриваемой территории к началу ранней перми в значительной степени отличался от современного. Это в первую очередь относится к Пай-Хою, на месте которого образовалось широкое сводовое поднятие субмеридионального простирания. В его пределах нижнепермские отложения практически без углового несогласия залегают на подстилающих толщах верхнего палеозоя. Такая же пологая структура платформенного типа сформировалась вдоль восточного края известняковой зоны, на месте длительно прогибавшейся Кожимско-Верхнеусинской впадины. Характерно, что в основании пермских отложений грубообломочные породы встречаются крайне редко, причем обычно толща мергелей, развитая в самых низах перми, вообще не содержит никаких галек.

На юго-западе территории в северо-западном направлении протягивался Печоро-Кожвинский вал, к которому на северо-западе куполообразно подходило Седуяхинское поднятие.

Несколько восточнее Печоро-Кожвинского вала вырисовывалась небольшая брахиформная структура - Харьягинское поднятие. Отсутствие надежных данных пока не позволяет судить, насколько далеко оно продолжалось на север. Как уже было отмечено выше, Харьягинская структура (и в целом Колвинский вал), подобно Печоро-Кожвинскому валу, сформировалась в результате инверсии существовавшего на ее месте Колвинского ранне-позднедевонского грабена (авлакогена), масштабы прогибания которого были, вероятно, несколько меньшими, чем у Печоро-Кожвинского авлакогена.

На месте эффузивной зоны в это время, вероятно, простиралась слабо расчлененная суша, образование которой определялось формированием Уральского складчатого сооружения. Строение последнего, очевидно, значительно усложнилось во время последующих деформаций, и его первоначальные черты теперь не могут быть восстановлены.

2. ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫЙ ОРОГЕННЫЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс сформировался на орогенном этапе развития Уральской геосинклинальной области. В ее пределах в артинском веке интенсивно проявились горообразовательные процессы, которые привели к замыканию геосинклинали и возникновению на ее месте горного сооружения. Тогда же вдоль молодой горной страны как компенсационная структура заложился Предуральский краевой прогиб. Вначале он сформировался на месте сланцевой зоны, а в дальнейшем, по мере усиления горообразовательных движений, мигрировал к западу, захватывая окраинные участки известняковой платформенной зоны.

В пределах орогенного структурного комплекса выделяются пермская и триасовая его части, между которыми в восточных районах рассматриваемой территории наблюдается стратиграфический перерыв.

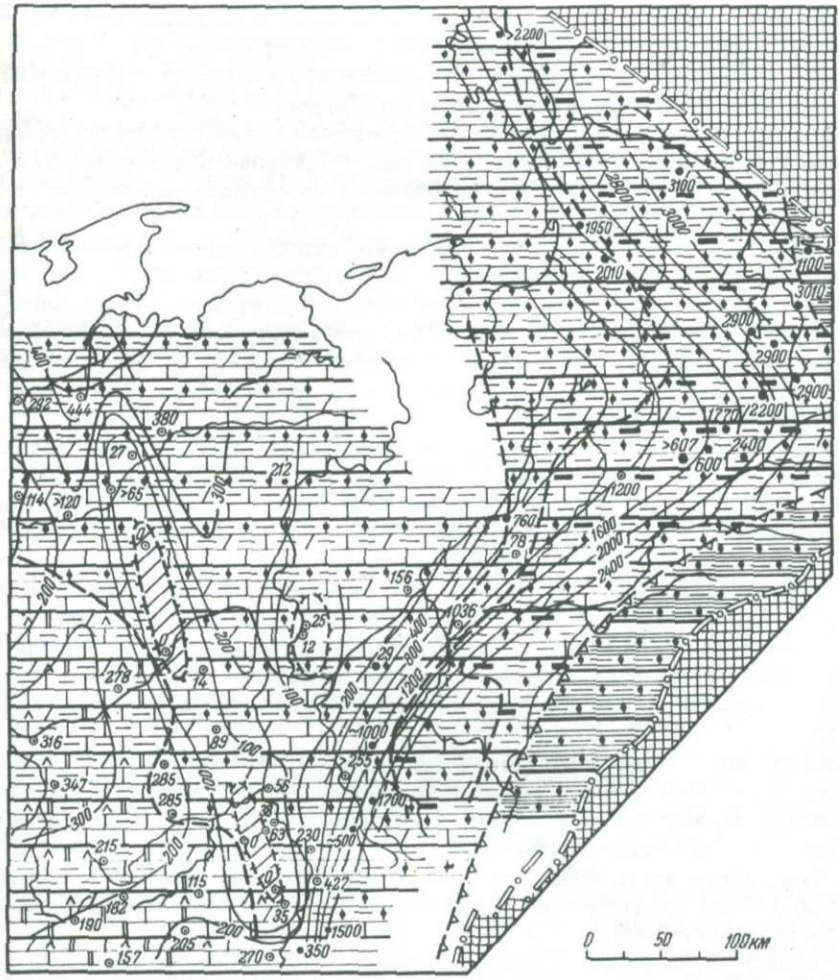
а) Пермская часть орогенного структурно-формационного комплекса. В ее составе в пределах Предуральского краевого прогиба обособляется карбонатно-терригенная формация ассельско-раннеартинского возраста, формация полимиктовых песчаников и глин позднеартинского возраста (нижняя морская моласса) и угленосная формация полимиктовых песчаников и глин кунгура-верхней перми (угленосная моласса). В основании карбонатно-терригенной формации выделяется своеобразная маломощная (12-40 м) толща, широко известная под названием мергелистого горизонта, который в последнее время был переименован в сезымскую свиту (Македонов, Погоревич, 1966). Площадь распространения этого горизонта совпадает с площадью предпермского осушения (фиг. 12). Как правило, сезымская свита сложена желтовато-серыми, розоватыми и зеленоватыми глинистыми известняками с прослоями мергелей и аргиллитов в нижней части разреза. Заслуживает внимания тот факт, что при сравнительно небольшой мощности отложения этой свиты чрезвычайно широко распространены и охватывают всю северную часть Печорского бассейна, Пай-Хой и остров Вайгач. При этом время их накопления отличается большой длительностью: М.Г. Миронова и Д.Л. Степанов (1957) предполагали, что эти отложения накапливались в течение ассельского и сакмарского веков, а А.В. Македонов и В.В. Погоревич (Геология месторождения угля..., 1965) допускали, что возраст отложений сезымской свиты сакмарский, в низах, возможно, верхнеассельский. Рассматриваемые отложения содержат чрезвычайно угнетенную фауну: при довольно большом разнообразии видов брахиопод и аммоноидей все они, как правило, отличаются карликовыми размерами. Отложения сезымской свиты повсеместно с большим стратиграфическим перерывом залегают на породах нижнего и среднего карбона, но обычно грубообломочные отложения в их пределах отсутствуют.

Все эти характерные признаки указывают на чрезвычайно медленное осадконакопление на указанной территории в ассельское и сакмарское время. Отмечая эту особенность, Н.П. Херасков в 1955 г. высказал предположение, что мергелистый горизонт характеризует условия некомпенсированного прогибания на начальных стадиях развития краевого прогиба, когда в него еще не поступал обильный обломочный материал. По его мнению, этот горизонт может быть гомологом глубоководной ишимбаевской формации (Перфильев, 1968, с. 189; Пущаровский, 1959, с. 37). Действительно, эта точка зрения во многом объясняет особенности сезымской свиты. В узкой зоне вдоль Главного Уральского глубинного разлома на месте сланцевой зоны в начале орогенного этапа развития сохранялся флишевый трог. Обломочный материал, поступающий с разрушавшегося Уральского горного сооружения, не переходил через эту своеобразную впадину - барьер, благодаря чему в прогнутой части территории современного Пай-Хоя и Печорского угольного бассейна формировались маломощные отложения сезымской свиты с их карликовой фауной.

На остальной части рассматриваемой территории синхронно с накоплением отложений „мергелистого горизонта" накапливались преимущественно чистые детритусовые известняки, венчающие формацию слоистых известняков московско-сакмарского возраста.

В районе Кожимского поперечного поднятия ассельская часть этой формации сложена массивными светло-серыми и серыми известняками с желваками кремня. Мощность их, по данным Н.В. Енокян (1965 г.), достигает 120 м.

В районе гряды Чернышева ассельская часть этой формации наиболее полно представлена на рр. Шарью, Заостренной, Большой Сарьюге и руч. Упьвож, где она сложена в основном гидрактиноидными известняками биогермного характера. Мощность их колеблется от 30 м на рр. Шарью и Заостренной до 60 м на р. Большой Сарьюге. (В северной части гряды в это



Фиг. 12. Палеотектоническая схема раннепермского этапа развития.

Условные обозначения см. на фиг. 5.

время накапливались отложения мергелистого горизонта – нижняя часть нелыяшорской свиты, по Л.Л.Хайцеру, 1962).

Сакмарская часть формации слоистых известняков в южной части гряды Черньшева сложена тонкоплитчатыми глинистыми известняками и спонголитами с линзами и прослоями темно-серых и черных кремней, согласно залегающими на ассельских отложениях (Ермилов, 1962). К северу, на рр. Шарью и Заостренной, сакмарские отложения отсутствуют. В районе Верхних Ворот р. Шарью наблюдается непосредственный контакт ассельских и артинских отложений. Любопытно, что при наличии такого значительного стратиграфического перерыва в низах артинских отложений нет грубообломочных пород, и контакт их с ассельскими отложениями резкий с гладкими поверхностями наслое-

ния. По мнению А.И. Елисеева (1966), такой характер контакта указывает на подводный характер размыва.

К западу от гряды Чернышева, на Колвинском вале, формация слоистых известняков наиболее полно представлена на Харьягинском поднятии. Здесь она сложена светло-серыми криноидно-мшанковыми и фораминиферовыми известняками, мощность которых равна 127 м. Южнее, в скв. 1-Уса к ассельскому ярусу отнесена пачка (24 м) известняков, на которых с размывом залегает пачка терригенных пород кунгурского яруса.

Далее к северо-западу мощность ассельско-сакмарской части формации слоистых известняков увеличивается. В скв. 1-Шапкина к ней относятся коричневато-серые и светло-серые детритусовые известняки мощностью до 170 м (Енцова и др., 1969).

Начавшееся в артинское время усиление горообразовательных движений на Урале привело к выносу в восточную часть рассматриваемой территории большого количества обломочного материала, заполняющего формировавшийся вдоль Уральского горного сооружения Предуральский краевой прогиб. По-видимому, флишевый трог к этому времени уже был заполнен обломочным материалом (флишоидной кечпельской свитой) и не представлял препятствия для разноса обломочного материала.

Наиболее широкое развитие артинская формация полимиктовых песчаников и глин (*нижняя морская молассa*) получила в пределах Печорского угольного бассейна и на Пай-Хое, что связано с резким усилением поднятий в области современного Полярного Зауралья. Мощность ее достигает здесь 2000 м. Здесь в составе упомянутой формации различаются гусиная, бельковская и талатинская свиты. Для низов гусиной свиты (40 м) характерны аргиллиты, а для ее верхов (500 м) переслаивание аргиллитов и песчаников. В бельковской свите (450-800 м) преобладают мелкозернистые алевролиты с тонкими прослоями известковистых песчаников. Наконец, талатинская свита (до 450 м) характеризуется переслаиванием алевролитов, аргиллитов и песчаников.

Аналогичный облик сероцветная формация полимиктовых песчаников и глин имеет в северной части гряды Чернышева, где она артинско-кунгурского возраста. Нижняя часть формации (тальбейская свита) сложена толщей (500-530 м) *темно-серых аргиллитов и мелкозернистых алевролитов* (Хайцер, 1962). Кунгурская часть формации (так называемая адзьвинская толща мощностью до 130 м) представлена переслаиванием известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с богатой фауной брахиопод.

В *южной части* гряды Чернышева *эта формация* подразделяется на карбонатно-терригенную и терригенную толщи. Нижняя, карбонатно-терригенная толща раннеартинского возраста (550-570 м) представлена темно-серыми глинистыми известняками с большим количеством прослоев, линз и конкреций серых кремней и подчиненными прослоями желтовато-серых криноидно-мшанковых известняков. Верхняя, терригенная, часть этой формации имеет позднеартинско-кунгурский возраст и обнажена лишь на р. Большой Сыне в нескольких пунктах выше устья руч. Черного и на р. Вангыр. На р. Вангыр в ее составе присутствуют темно-серые алевролиты и аргиллиты с прослоями светло-серых песчаников, *причем последние начинают преобладать в кунгурской части* формации.

В кунгурском веке поднятия и эрозия в Полярных областях Урала усилились, благодаря чему в непосредственной близости от разрушающейся горной области (*район Силовского и Хальмерьюского угольных месторождений*) накапливался грубообломочный материал со значительной ролью конгломератов в разрезе. Мощность кунгурских отложений достигла максимальных значений на северо-востоке Пай-Хоя (1200-1600 м) и на Хальмерьюском месторождении (1000-1200 м), причем в районе Силовского месторождения в кунгурских отложениях появляются мощные пласты конгломератов и грубозернистых песчаников.

Для второй половины кунгурского века характерна смена морского режима осадконакопления лагунным, что повлекло за собой накопление угленосной формации полимиктовых песчаников и глин в районе Печорского угольного бассейна – угленосной молассы. Ее формирование продолжалось в течение всей поздней перми.

Западнее гряды Чернышева начиная со второй половины артинского века накапливалась молассоидная сероцветная формация полимиктовых песчаников и глин (сероцветная аллохтонная формация, по Н.С. Шатскому). Ее формирование продолжалось вплоть до раннего триаса.

В районе Шапкинско-Юрьихинского вала нижнепермская часть этой формации представлена внизу (173 м) серыми и зеленовато-серыми глинистыми известняками с прослоями алевролитов, а выше они сменяются глинисто-алевритовой толщей (50 м) (Енцова и др., 1969). К востоку мощность нижнепермской части этой формации уменьшается и в скв. 1-Харьяга (северная часть Колвинского вала) достигает лишь 86 м.

Синхронно с этой формацией, к западу от Печоро-Кожвинского вала в кунгуре развивалась лагунно-морская сульфатно-терригенно-карбонатная формация.

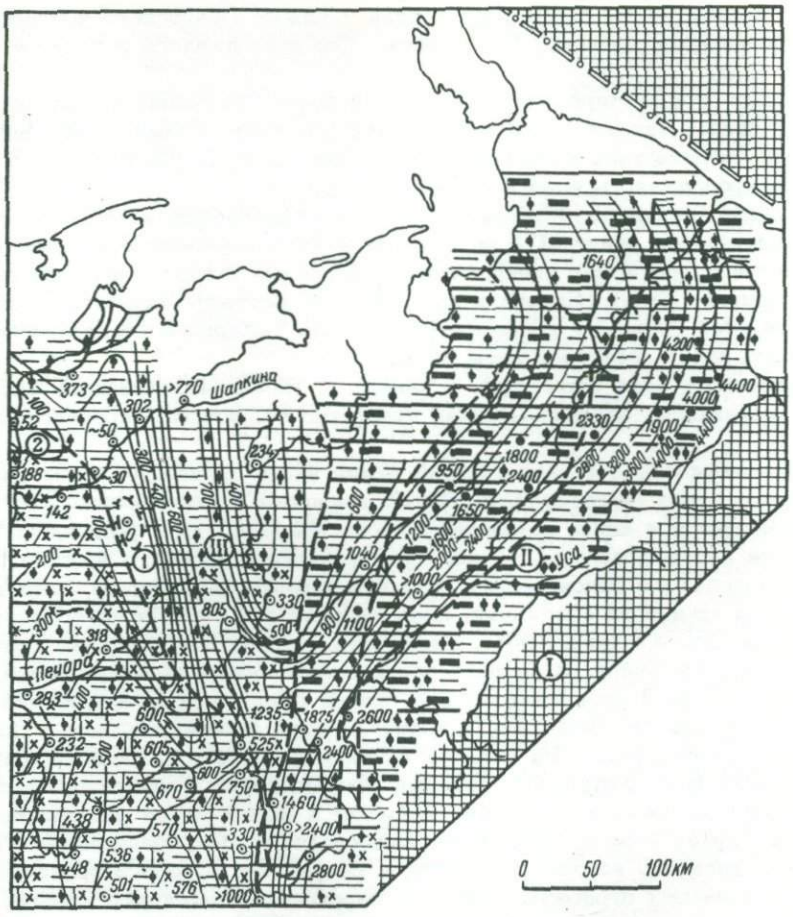
Таким образом, в течение ранней перми вновь произошла перестройка структурного плана территории. На Пай-Хое пологие платформенные структуры, сформировавшиеся в конце каменноугольного времени, были „подавлены", и на их месте сформировалась впадина Предуральского краевого прогиба, имеющая северо-западную ориентировку. Для нее характерны максимальные для ранней перми мощности отложений, превышающие 3000 м (Палеогеография центр. части Сов. Арктики, 1967). Южнее эта впадина поворачивала параллельно Полярному Уралу. В ее пределах мощность нижнепермских отложений превышала 2600 м. Такая ориентировка впадин Предуральского краевого прогиба была связана, по-видимому, с наличием двух источников сноса: Полярноуральского и Карского. На наличие источника сноса в пределах Карского моря указывал В.И. Устрицкий, который отмечал, что „в пределах Карского моря в пермское время параллельно Пай-Хою и Новой Земле располагалась складчатая горная страна, являвшаяся непосредственным продолжением Урала. Именно она являлась источником сноса, в результате которого происходило накопление имеющих огромную мощность терригенных толщ на Пай-Хое, о. Вайгач и Новой Земле" (Устрицкий, 1961б, с. 100).

Предуральский краевой прогиб, зарождение которого на месте бывшей сланцевой зоны, по-видимому, началось накоплением флишоидных толщ, в артинское и кунгурское время постепенно мигрировал к западу, захватывая прилежащие участки платформы. При этом происходило постепенное „подавление" пологих платформенных структур Печоро-Кожвинского вала, который к концу ранней перми представлял собой цепочку низких островов. В то же время отчетливо чувствуется влияние самого Печоро-Кожвинского вала на развитие краевого прогиба, выразившееся в формировании поперечного Средне-Печорского поднятия, разделившего Предуральский краевой прогиб на две ванны: Верхнепечорскую и Косью-Роговскую.

Позднепермский этап развития рассматриваемой территории неразрывно связан с предыдущим, раннепермским этапом: формации, как правило, переходят из нижней перми в верхнюю. В данной работе такое разделение сделано для удобства изложения материала.

В течение поздней перми горообразовательные движения на Урале неоднократно усиливались и привели к обильному выносу грубообломочного материала, который распространялся на сравнительно удаленные области платформы.

Как было отмечено выше, на территории Печорского угольного бассейна начиная со второй половины кунгурского времени накапливается угленосная формация полимиктовых песчаников и глин, область распространения которой постепенно расширялась к западу (фиг. 13).



Фиг. 13. Палеотектоническая схема позднепермского этапа развития.

Условные обозначения см. на фиг. 5.

Мощность угленосной формации кунгурско-татарского возраста изменяется от 5700-6000 м в районе Хальмерьюского и Силовского угольных месторождений до 700 м в южной части гряды Чернышева. К северо-востоку бассейна приурочена и максимальная угленосность формации - в районе Хальмерьюского и Сейдинского угольных месторождений суммарная мощность угольных пластов достигает 135-140 м (История угленакопления..., 1965).

Угленосная формация на всей площади распространения представляет собой более или менее ясно ритмичное чередование терригенных пород - серо-цветных песчаников, алевролитов, аргиллитов, глин и угольных пластов. В восточной, приуральской части казанско-татарская часть угленосной формации насыщена конгломератами, занимающими до 70% ее объема, причем конгломераты образуют пачки мощностью до 100 м (паембойский тип отложений Н.В.Шмелева, 1963). Состав галек конгломератовых толщ, по мнению А.В.Македонова (История угленакопления..., 1965; Геология месторождений угля..., 1965), указывает на размыв пород лемвинского комплекса Полярного

Урала: более 80% галек представлены обломками кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, среди которых встречены и обломки пород с радиоляриями. Остальную часть галек составляют обломки эффузивов, кварцитов и гранитоидов, вероятно вынесенных из более восточных районов Урала. Характерно, что в составе этих конгломератов гальки карбонатных пород отсутствуют.

Постепенное распространение к западу угленосной формации связано с миграцией западной границы Предуральского краевого прогиба в этом направлении. Положение этой границы в определенные отрезки времени можно фиксировать по наличию мощных спитых угольных пластов типа „Неченского", „Адзьвинского", „Роговского" и др., расщепляющихся к востоку, в сторону осевой части Косью-Роговской впадины и выклинивающихся к западу (Афанасьев, 1964, рис. 1). Как известно, расщепление угольных пластов происходит в сторону более подвижной, быстро опускающейся части бассейна, а спитный пласт формируется на устойчивых участках (Хиллс, 1967). Такие более устойчивые участки, очевидно, были связаны с флексурой, ограничивающей в каждый данный отрезок времени впадину краевого прогиба с запада.

На территории гряды Чернышева угленосная формация сменяет нижнепермскую морскую молассу уже в уфимское время: в Шарью-Заостренской синклинали угленосными фациями сложена нижняя часть уфимских отложений. Здесь наблюдается переслаивание сероцветных песчаников, алевролитов и глин с маломощными прослоями углей и пелитоморфных известняков. Верхняя часть этих отложений является переходной от угленосных к красноцветным фациям – она сложена ритмичным переслаиванием зеленовато-серых песчаников с зеленовато-серыми и красноцветными алевролитами и глинами. Общая мощность уфимских отложений, по данным В.И. Чалышева, равна 500 м (Чалышев, Варюхина, 1968).

В северной части гряды Чернышева, в Тальбейской синклинали уфимские отложения обнажены на р. Адзьве. В этом районе в их составе красноцветы отсутствуют, прослои угля имеют значительно большую мощность, чем на р. Шарью (до 2 м), встречаются прослои мелкогалечных конгломератов и гравелитов.

Казанская часть формации наиболее полно представлена непосредственно западнее гряды Чернышева, в среднем течении р. Большой Сыни, где она сложена ритмичным переслаиванием песчаников с алевролитами и серыми и темно-серыми аргиллитоподобными глинами. Видимая мощность казанских отложений достигает 470 м (Чалышев, Варюхина, 1968).

На р. Шарью вскрыты аналогичные отложения, которые от вышеописанных отличаются лишь большей мощностью прослоев угля. Мощность казанских отложений предположительно равна 300–400 м.

Севернее, в Тальбейской синклинали, для казанских отложений также характерно ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и глин с прослоями углей. Мощность казанских отложений равна 270 м (Чалышев, Варюхина, 1968).

Татарская часть формации на р. Большой Сыне представлена толщей пород мощностью около 1100 м. Она образована переслаиванием голубовато-серых и зеленовато-серых песчаников и алевролитов. Тонкие прослои глин и углей приурочены в основном к средней части ее разреза, а выше встречаются прослои мелкогалечных конгломератов. Разрез татарского яруса завершается крупно- и среднезернистыми песчаниками с гравелитами и мелкогалечными конгломератами, образованными галькой известняков и заключающими переотложенную артинскую фауну (Чалышев, Данилов, 1963).

В северной части гряды Чернышева татарская часть угленосной формации представлена ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и глин с прослоями известняков и с пластами угля. Мощность татарских отложений здесь достигает 650 м.

К западу от гряды Чернышева в позднепермский этап развития накапливалась *сероцветная терригенная молассоидная формация, отличающаяся от вышеописанной* угленосной формации меньшими мощностями, отсутствием прослоев углей и большей мористостью отложений.

В разрезе скв. 1-Уса эта формация сложена сероцветной толщей песчаников и алевролитов с прослоями глин. Мощность формации равна 330 м. Несколько меньшую мощность (234 м) она имеет в скв. 1-Харьяга.

К юго-западу от Колвинского вала происходит постепенное замещение *сероцветной молассоидной формации красноцветной известняково-терригенной*, широко распространенной западнее Печоро-Кожвинского вала, где она сложена в основном переслаиванием красноцветных и пестроцветных песчаников, алевролитов и глин. Мощность формации в районе скв. 1-Кипиево равна 418 м.

Анализ изопахит позволяет выделить на рассматриваемой территории ряд крупных структур. Вдоль поднимающегося Уральского горного сооружения развивался практически единый широкий краевой прогиб на месте современных Косью-Роговской, Коротаихинской и Карской ванн и Пай-Хоя. Однако в отдельные отрезки времени этот единый прогиб разделялся на ряд частных впадин. Так, в татарское время вместо единой ранее зоны максимального угленакопления, приуроченного к северо-востоку Печорского угольного бассейна, существовали два района с максимальным угленакоплением: 1) южный, охватывающий Воргашорское и Сейдинское угольные месторождения, где суммарная мощность угольных пластов достигает 67 м, и 2) северный, к которому относится Паембойское месторождение с суммарной мощностью угольных пластов 74 м. Эти районы с максимальным угленакоплением были разделены валообразным палеоподнятием, которое, по-видимому, совпадало с современным поднятием Чернова. По краям последнего отмечается отчетливое снижение угленосности (Геология месторождений угля..., Ш, 1965).

Западная граница краевого прогиба легко устанавливается по резкому (в 2-3 раза) возрастанию градиента изменения мощностей при переходе от платформы к прогибу. Сравнение расположения западной границы краевого прогиба для ранне- и позднепермской эпох еще раз убеждает нас в том, что эта граница постепенно мигрировала на запад.

Из более мелких структур на платформенной части территории выделяются Печоро-Кожвинский вал (1), который выражен в виде линейно-вытянутой в северо-западном направлении пологой структуры, и Седуяхинский вал (2).

Гряда Чернышева не проявляла себя как конседиментационная структура. На ее месте находился приплатформенный борт интенсивно прогибавшейся впадины Предуральского краевого прогиба (фиг. 4 - вкладка, 13).

б) Триасовая часть орогенного структурно-формационного комплекса. На рубеже перми и триаса произошли существенные структурные перестройки рассматриваемой территории, связанные с усилением горообразовательных процессов в Уральском горном сооружении. Новые значительные поднятия Урала привели к выносу на прилежащую территорию в течение раннего триаса значительного количества слабо отсортированного грубообломочного материала. По-видимому, в Приуралье этому усилению горообразовательных процессов предшествовали поднятия и размывы, благодаря чему конгломераты индского яруса в ряде мест перекрыли разные горизонты верхов татарского яруса (Чалышев, Варюхина, 1966). Не исключено, что отмеченный перерыв имел место и в более удаленных от Уральского горного сооружения районах платформы. Так, по данным бурения на Средне-Шапкинской структуре Шапкинско-Юрьяхинского вала раннетриасовые отложения залегают с большим стратиграфическим перерывом на породах фамена.

Вместе с тем на рубеже перми и триаса произошли заметные изменения в тектоническом режиме осадконакопления, благодаря чему литологически нижнетриасовые отложения значительно отличаются от верхнепермских, в пер-

вую очередь увеличением процентного содержания грубообломочных отложений, а также отсутствием четко выраженной ритмичности. Изменение интенсивности тектонических движений способствовало образованию (или возрождению) глубоких расколов земной коры вдоль западного борта Предуральского краевого прогиба. Эти раскопы, как известно, послужили каналами для трещинных излияний базальтов трапповой формации.

В платформенной части рассматриваемой территории в начале мезозоя тектонические движения также усилились, что привело к формированию крупных расколов, особенно интенсивных в активизированных зонах глубинных разломов. По мнению В.А. Разницына (1964), в триасе на Тимане в условиях тангенциального сжатия поднялась целая серия блоков фундамента, вызвавших значительное смятие отложений платформенного чехла.

Все эти данные указывают на правомерность выделения триасовой части орогенного структурно-формационного комплекса. В ее составе выделяются пестроцветная формация полимиктовых песчаников и глин раннетриасового возраста и сероцветная слабоугленосная терригенная формация среднетриасового возраста. Первую А.В. Македонов относил к верхней пестроцветной молассе (История угленакопления..., 1965). Она представляет собой переслаивание полимиктовых зеленовато-серых и серых песчаников с хлоритовым, глинистым и известковистым цементом и пестроцветных алевролитов и аргиллитов. В составе формации преобладают плохо отсортированные песчаники, а в приуральской полосе (тальмаюская толща) широко развиты конгломераты.

В основании нижнетриасовых отложений на севере Печорского угольного бассейна прослеживается толща эффузивно-осадочных пород, сложенная несколькими покровами базальтов. Вместе с первичными корами базальтов и пачками алевритово-глинистых пород, расположенных между покровами базальтов, эта эффузивно-осадочная толща выделена нами в особую трапповую формацию (Голдин и др., 1972; Тимонин, 1972).

Строение пестроцветной молассы удается изучать лишь в относительно немногих пунктах. Так, в районе гряды Чернышева эта формация развита в ее южной (р. Большая Сыня), центральной (р. Шарью) и северной (р. Адзьва) частях. Она повсеместно сложена пестроцветными преимущественно песчаными отложениями. На р. Большой Сыне в разрезе индского яруса преобладают зеленовато-серые и красноватые, слабо отсортированные песчаники с прослоями красноцветных глин. В отдельных пластах песчаников наблюдаются скопления кремнистой, кварцитовой и известняковой гальки, причем в гальках известняков содержатся брахиоподы нижнепермского облика. Общая мощность отложений индского яруса достигает 820 м. В нижней части оленекского яруса присутствует толща (67 м) валунных и крупногалечных конгломератов с гальками и валунами эффузивных пород, кварцитоподобных песчаников и метаморфических сланцев. Наиболее богата петрографическими разновидностями галек нижняя часть этой толщи, а выше по разрезу преобладают гальки кварцитоподобных песчаников, кварцитов и кремней. Выше по разрезу происходит постепенная смена красноцветных и сероцветных песчаников и алевролитов пестроцветными глинами с прослоями алевролитов. Общая мощность оленекских отложений на р. Большой Сыне достигает 610 м.

На р. Шарью индские отложения (320–340 м) начинаются зеленовато-желтоватыми слабосцементированными песчаниками, выше которых наблюдается переслаивание песчаников с красноцветными глинами. Верхняя часть разреза индского яруса образована здесь песчаниками с галькой красных глин. Отложения оленекского яруса обнажены неполно, но, видимо, большую часть их разреза занимают крупногалечные конгломераты с гальками разнообразных эффузивов, кварцитов и кварцитоподобных песчаников, под которыми залегают красноцветные глины с прослоями песчаников.

В северной части гряды Чернышева, на р. Адзьве известны лишь отложения индского яруса, разрез которых начинается пластом (2 м) крупногалеч-

ных конгломератов с галькой и валунами различных эффузивов – порфиритов, туфолав и базальтов, а также кварцитов и кварцитовых песчаников. Выше, над пачкой (2 м) красноцветных глин, прослеживается пластовая залежь базальтов мощностью 30–35 м. После необнаженного промежутка (до 40 м) наблюдается толща переслаивания песчано-алеврито-глинистого состава с тонкими прослоями гравелитов и конгломератов с выветрившейся галькой известняков нижнепермского облика. Общая мощность индских отложений на р. Адзьве равна 220–225 м (Чалышев, Варюхина, 1966).

Севернее гряды Чернышева нижнетриасовая пестроцветная моласса известна на р. Хей-Яга, где она сложена в основном зеленовато-серыми и голубоватыми песчаниками с включениями гальки красных аргиллитов и с прослоями красноцветных аргиллитов и алевролитов. На подстилающих татарских отложениях они залегают с отчетливо выраженным размывом.

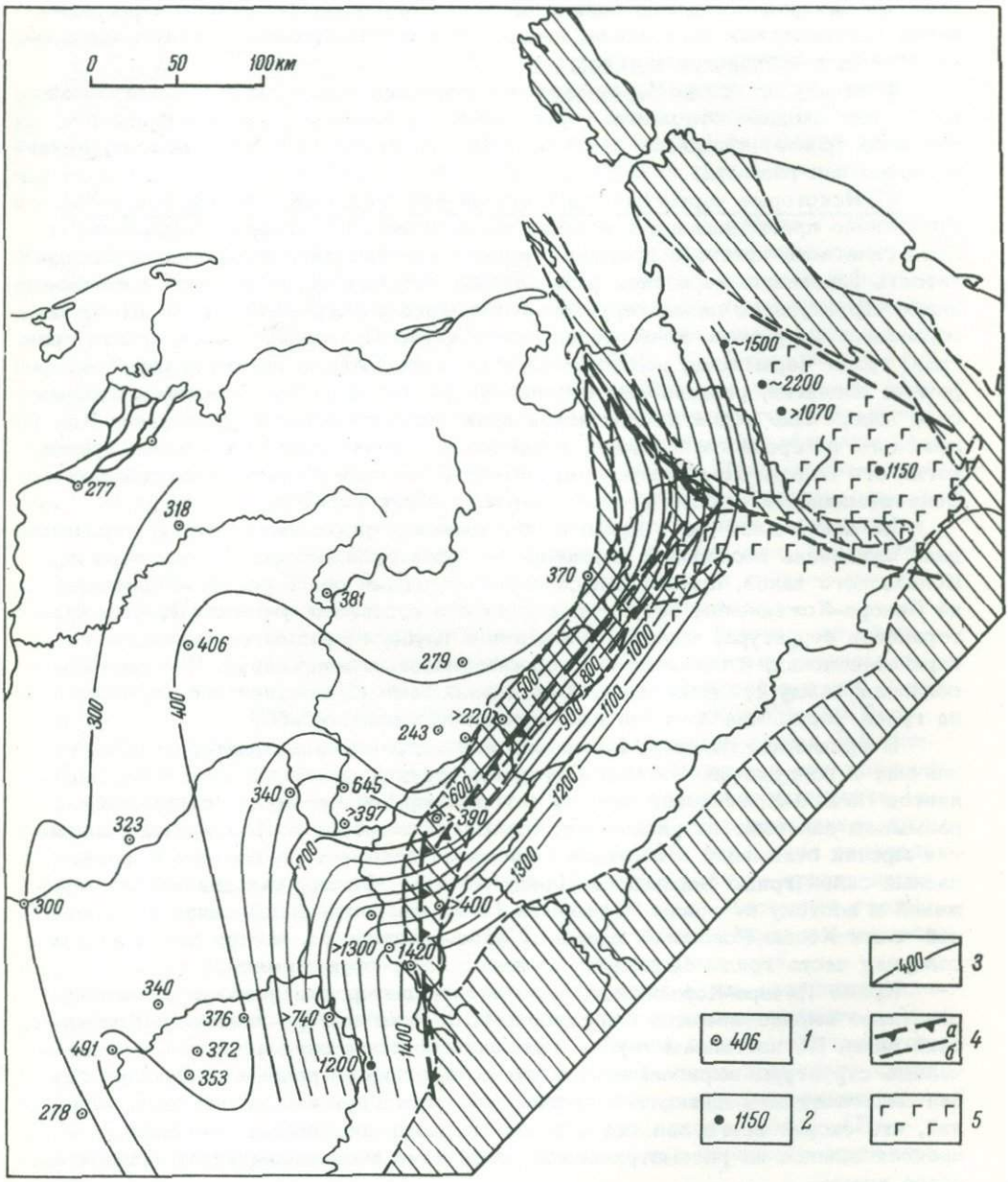
Вдоль западного склона Урала отложения нижнего триаса представлены в основном валунными конгломератами, которые встречены на руч. Юсьель и в северо-восточной части Печорского угольного бассейна. На р. Силова разрез индского яруса начинается маломощным (до 12 м), почти полностью размытым покровом базальтов, выше которого залегает пачка (50 м) конгломератов. В ее нижней части галька почти нацело состоит из обломков подстилающих ее базальтов. Выше залегают второй покров базальтов (до 20 м), а затем песчано-конгломератовая толща с прослоями ярко-красных алевролитов и аргиллитов. Общая видимая мощность индских отложений на р. Силове около 220 м. Большей мощности (900–1100 м) они достигают в разрезе на р. Тальмаю, где нижние 600 м сложены конгломератами, а верхняя часть их разреза – преимущественно песчаниками. Состав галек этих конгломератов весьма характерен. Среди них кроме гальки уральских пород присутствуют обломки базальтов, а также обломки сакмарско-артинских известняков. Наличие последних указывает на значительное расширение области размыва и, возможно, на появление дополнительных источников сноса в пределах самого Предуральского краевого прогиба (История угленакопления..., 1965).

К западу от гряды Чернышева пестроцветная формация раннетриасового возраста вскрыта скважинами в восточной и северной частях Печорской впадины. В скв. 1-Кипиево индская часть формации (238 м) представлена переслаиванием зеленовато-серых и красноватых песчаников, содержащих красную глинистую гальку, с красными и буровато-красными глинами. Выше прослеживаются отложения оленекского яруса (94 м), нижняя часть разреза которых сложена преимущественно красноцветными породами глинистого состава, а верхняя часть – песчаниками с прослоями сероцветных глинистых пород.

К северу отложения нижнего триаса становятся еще более глинистыми. По скв. 1-Нарьян-Мар к ним отнесены красновато-коричневые глины с пятнами и прослоями зеленовато-серых и красновато-коричневых полимиктовых песчаников и алевролитов. Мощность нижнетриасовых отложений, по данным Т.И. Кушнаревой и др. (1965 г.), превышает 250 м.

В районе Колвинского вала триасовые отложения вскрыты рядом скважин и имеют мощность около 550 м. Они представлены слабо сцементированными красноватыми и зеленовато-серыми песчаниками с галькой красных глин и редкими прослоями красноцветных глинистых пород. В основании их разреза наблюдается переслаивание глин и красноцветных алевролитов с прослоями зеленовато-серых песчаников.

Анализ мощностей отложений, накопившихся в течение раннего триаса, показывает, что наряду с унаследованно развивавшимися Косью-Роговской и Коротаихинской ваннами Предуральского краевого прогиба в раннем триасе начала прогибаться территория Большесынинской ванны, причем узкая зона ее прогибания захватила и территорию современного Денисовского прогиба (фиг. 14). Максимальные прогибания в раннем триасе были приурочены к восточной части Коротаихинской впадины (до 2200 м) и к центральной части современной Большесынинской впадины (до 1400 м).



Фиг. 14. Схема распределения мощностей отложений, накопившихся в течение раннего триаса.

1 – мощности отложений по скважинам; 2 – то же по обнажениям; 3 – изопахиты; 4 – разрывные нарушения, образовавшиеся в условиях сжатия (а) и в условиях растяжения (б); 5 – поле излияния базальтов.

После раннетриасового этапа развития на территории севера Предуральского краевого прогиба ненадолго возобновляются тектонические условия, благоприятные для формирования ритмически чередующихся терригенных отложений сероцветной молассоидной формации, отличающейся слабой угленосностью. Эта формация средне-позднетриасового возраста была описана А.В. Македоновым под названием верхней сероцветной слабоугленосной молассы (История угленакопления..., 1965). Она связана постепенным переходом с нижележащей пестроцветной молассой и представляет собой ритмичное переслаивание полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с тонкими прослоями углистых аргиллитов и углей.

К западу от гряды Чернышева эта формация переходит в литологически во многом сходные отложения терригенной сероцветной формации среднего-верхнего триаса, а дальше, за Печоро-Кожвинским валом, по-видимому, выклинивается или размыта.

в) Некоторые черты тектоники к началу среднеюрской трансгрессии.

Интенсивно прогибавшаяся в течение поздней перми и триаса полярная часть Предуральского краевого прогиба в ранней юре испытала интенсивную складчатость (древнекиммерийская фаза складчатости), которая вызвала формирование структурного плана территории, близкого к современному. В это время образовались крупные положительные структуры Предуральского краевого прогиба: гряда Чернышева, поднятие Чернова, Пай-Хойский антиклинорий - поперечные поднятия, разделившие его на ряд впадин, а также Собское и Кожимское поперечные поднятия Уральской складчатой области. Формирование Кожимского поперечного поднятия, по-видимому, началось еще в раннем триасе, когда его подъем компенсировался интенсивным прогибанием и обособлением Большесынинской ванны Предуральского краевого прогиба.

Не исключено, что в связи с образованием указанных структур, происходило оживление восходящих движений на территории Печоро-Кожвинского и Колвинского валов, причем наиболее интенсивными они были, по-видимому, на Печоро-Кожвинском валу, так как на его отдельных участках (Мутно-Материковая структура) юрские отложения с глубоким размывом залегают на верхнедевонских, а севернее - на нижнетриасовых отложениях. Угловые несогласия между среднеюрскими и подстилающими их отложениями палеозоя на гряде Чернышева в отдельных случаях достигают 45-50°.

В среднеюрскую эпоху почти вся рассматриваемая территория была вовлечена в погружение. Из положительных структур наиболее отчетливо выделяется Печоро-Кожвинский вал, на котором юрские отложения с глубоким размывом залегают на различных горизонтах палеозоя и триаса. Поле развития юрских отложений в настоящее время захватывает на востоке лишь западный склон гряды Чернышева (гряду Хоседа). Однако находки юрских отложений к востоку от гряды Чернышева (в Верхнероговской впадине и западной части Косью-Роговской впадины) указывают на то, что по крайней мере северная часть гряды была погружена под воды юрского моря.

Кроме Печоро-Кожвинского вала в досреднеюрском рельефе достаточно отчетливо вырисовываются Седуяхинский, Шапкинско-Юрьяхинский и Колвинский валы. По изогипсам глубин залегания подошвы средней юры все отмеченные структуры вырисовываются очень отчетливо. Градиент изменения глубин залегания досреднеюрской поверхности достигает весьма высоких значений, что скорее всего связано с более поздними глыбовыми движениями, проявившимися на рассматриваемой территории в основном уже в послемеловое время.

3. ПОСТОРОГЕННЫЙ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс разделяется на три части: среднеюрско-нижнемеловую, развитую в пределах Большеземельской тундры, верхнемелово-палеогеновую – в пределах Косью-Роговской ванны Предуральского краевого прогиба и неоген-четвертичную, имеющую широкое распространение. Первые две из них обособлены в структурном отношении.

а) Среднеюрско-нижнемеловая часть посторогенного структурно-формационного комплекса выделяется только западнее современной гряды Чернышева. Его формация лишь отдельными языками заходит на территорию Косью-Роговской ванны. Она сложена континентальной угленосной формацией средней юры, морской песчано-глинистой формацией верхней юры и неокома и континентальной песчано-глинистой формацией апт-альба.

Среднеюрская континентальная угленосная формация в районе г. Нарьян-Мара представлена серыми и светло-серыми мелкозернистыми кварцевыми слюдистыми песками с прослоями и линзами светло-серых и серых глин, алевролитов и песчаников. Мощность указанных отложений колеблется в пределах от 105 до 140 м, причем минимальные их мощности отмечены в своде Нарьян-Марской структуры (Фирер, Чернявский, 1964). К востоку мощность этой формации резко уменьшается и на Колвинском вале она равна же 20-60 м. Здесь они представлены светло-серыми полимиктовыми горизонтально слоистыми песками и песчаниками, в нижней части которых преобладают белые пески с большой примесью каолинита (Енцова, 1964). Еще дальше к востоку, на гряде Чернышева, в верховьях правых притоков р. Адзьвы, она сложена песками с галькой, галечниками с прослоями светлых каолинитово-гидрослюдистых глин и темными глинами с линзами бурого угля. Мощность ее меняется от 18 до 48 м. В районе устья р. Адзьвы в ее составе преобладают породы переотложенной каолиновой коры выветривания.

Морская песчано-глинистая формация верхней юры и неокома на гряде Чернышева, в устье р. Адзьвы, начинается прибрежно-морскими песчаными отложениями келловея, а восточнее гряды, в Верхне-Роговской впадине – пудинговыми конгломератами, сформировавшимися в лагунных условиях (Белкин, 1970). Оксфордская часть формации на западном склоне гряды Чернышева сложена преимущественно мелководными прибрежно-морскими отложениями со значительным содержанием гравийного и валунно-галечного материала (о вероятной близости береговой линии говорит наличие в этих отложениях крупных обломков древесины). В среднем течении р. Адзьвы отложения оксфорда с резким угловым несогласием залегают на базальтах нижнего триаса и различных горизонтах пород триаса, верхней и нижней перми. Восточнее гряды Чернышева оксфордские отложения (до 30 м) представлены буровато-серыми глинистыми алевритами с прослоями темно-серых и черных глин.

Отложения кимериджа и нижнего волжского яруса вдоль западного склона гряды Чернышева представлены в основном мелководными глинисто-глауконитовыми песками, алевролитами и глинами с фауной аусцелл и белемнитов. К востоку от гряды Чернышева морские отложения нижнего волжского яруса сменяются континентальными. Этот факт свидетельствует о воздымании гряды Чернышева на границе кимериджского и нижневолжского веков (Белкин, 1970), благодаря чему морские воды уже не могли проникать восточнее гряды.

Западнее гряды Чернышева, в районе Колвинского вала, в составе этой формации преобладают полимиктовые, реже кварцевые и глауконитовые пески и песчаники с сидеритовыми и известково-фосфатными конкрециями, а также алевриты и глины. Верхняя часть формации (неоком) сложена здесь темно-серыми глинами с прослоями песков. Мощность морской песчано-глинистой

формации верхней юры – неокома достигает в районе Колвинского вала 300–310 м (Енцова, 1964).

К западу грубозернистость отложений, слагающих эту формацию, уменьшается и в районе г. Нарьян-Мара в ее составе преобладают темно-серые глины и глинистые алевролиты с единичными прослоями горючих сланцев, приуроченных к оксфорд-кимериджской и нижневолжской частям формации (Фирер, Чернявский, 1964). Пески и песчаники встречаются редко. Мощность этой формации колеблется здесь в пределах 200–310 м. По сравнению с районом Колвинского вала отложения песчано-глинистой формации в районе г. Нарьян-Мара представляют собой более глубоководные образования.

Континентальная песчано-глинистая формация апт-альба залегает на морских отложениях неокома в западной части рассматриваемой территории с незначительным стратиграфическим перерывом. В районе Нарьян-Марского поднятия она представлена преимущественно алевролитами (до 96 м) с маломощными прослоями глин и песчаников, со стяжениями пирита и небольшими обломками угля (Фирер, Чернявский, 1964).

К востоку мощность этой формации увеличивается и в районе Колвинского вала превышает 125 м (Енцова, 1964). Здесь континентальная песчано-глинистая формация сложена полимиктовыми песками, алевритами и глинами с сидеритовыми, известняково-фосфористыми и реже пиритовыми конкрециями.

Таким образом, прогибание западных районов рассматриваемой территории продолжалось в течение всей средней и поздней юры и частично в раннемеловое время (до аптского века включительно). Юрско-раннемеловое осадконакопление сопровождалось конседиментационным развитием структур Колвинского вала и Нарьян-Марского свода (Енцова, 1964; Фирер, Чернявский, 1964), в сводовых частях которых мощности юрских и нижнемеловых отложений сокращены.

В конце рассматриваемого этапа произошла полная нивелировка гипсометрических уровней Урала, Предуральского краевого прогиба и Печорской впадины. На территории последней в конце альба осадконакопление прекращается и формирование этой структуры завершается.

б) Верхнемеловая – палеогеновая часть посторогенного структурно-формационного комплекса представляет собой своеобразный „выплеск" из Западно-Сибирской плиты.

В начале позднего мела произошло опускание территории Полярного и Приполярного Урала, в результате чего по субширотным долинам в туронское время произошла ингрессия моря со стороны территории современной Западно-Сибирской низменности (Белкин, 1971). В сантоне происходит затопление почти всей территории современной Косью-Роговской ванны. Граница этого морского бассейна, по данным В.И. Белкина (1970), прослеживается по континентальным фациям ватьярской свиты (сенон), сложенной поли- и олигомиктовыми песками, ритмично чередующимися с алевритами и глинами. По распространению этой свиты береговая линия позднемелового морского бассейна протягивалась вдоль западного склона гряды Чернышева приблизительно до р. Малой Сыни, а затем проходила через южную центриклиналь Косью-Роговской ванны и под прямым углом пересекала Урал в районе Ляпинского антиклинория. На восточном склоне Урала береговые фации наблюдаются в районе рр. Ятрии и Тольи.

Морской бассейн на территории севера Предуральского краевого прогиба сохранялся в течение всего позднего мела, в котором происходило непрерывное осадконакопление, прерванное в конце позднего мела и на короткое время возобновившееся в позднем эоцене.

В течение позднего мела и палеогена в пределах Косью-Роговской ванны сформировалась кремнисто-песчано-глинистая формация мощностью до 300 м, обогащенная глауконитом. Она сохранилась от последующего размыва лишь в пределах Верхнеусинской котловины.

в) Неоген-четвертичная часть посторогенного структурно-формационного комплекса сложена полифациальной песчано-глинистой формацией. Нижнюю часть этой формации слагают отложения колвинской свиты (до 65 м), в составе которой преобладают плотные серые и буровато-серые глинистые алевриты, глины и суглинки (Белкин, 1965; Зархидзе, 1970а). Эта свита отличается однородностью состава на обширных территориях между Тиманом и Уралом. По данным В.С. Зархидзе (1970б), даже вблизи Полярного Урала (станция Кочмес), где следовало бы ожидать накопления грубообломочных осадков, колвинские отложения представлены в тонких алеврито-глинистых фациях.

Вышележащая падимейская серия отложений плиоцен-нижнечетвертичного возраста представляет собой сложный комплекс аллювиальных, озерно-аллювиальных, ледниково-морских и морских песчано-алевритовых осадков. Накопление отложений этой серии происходило в сложных условиях начавшегося воздымания Полярного Урала и Тимана. Падимейские аллювиальные и морские отложения обогащены грубообломочным материалом уральского и тиманского происхождения (Зархидзе, 1970а, 1970б). Мощность этой части формации колеблется в разных точках разрезов от 10-15 до 100 м и более.

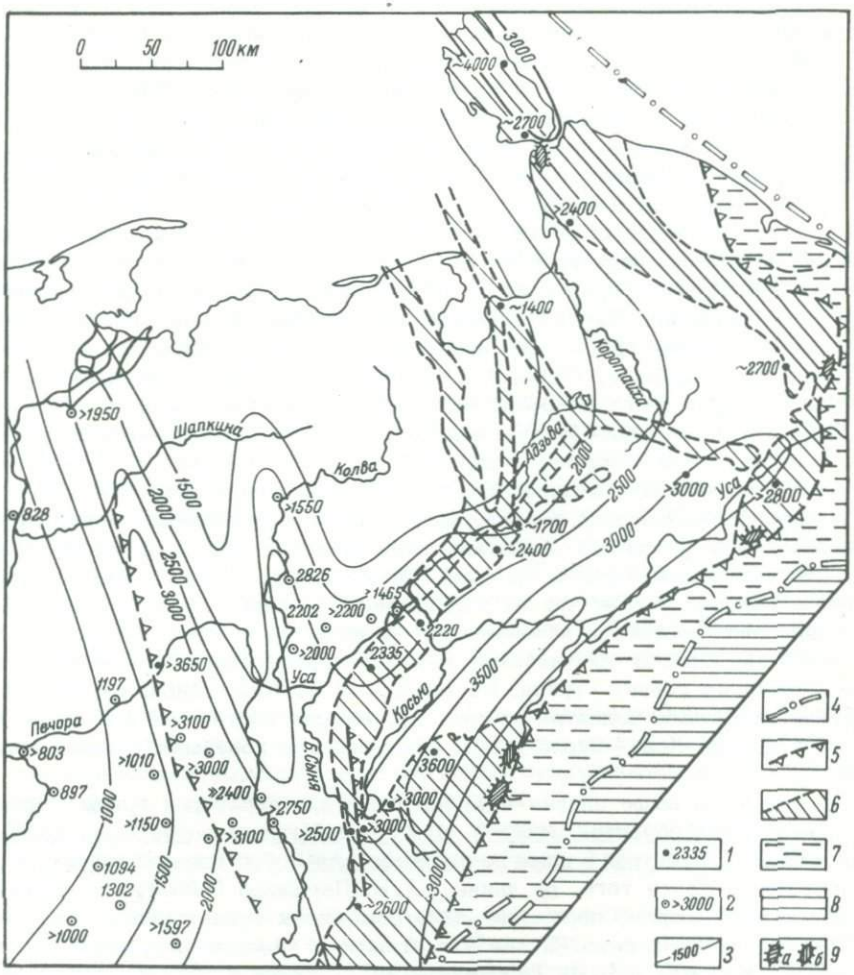
Верхнюю часть рассматриваемой формации слагает сложный комплекс озерно-аллювиальных морских, ледниково-морских и ледниковых отложений, чрезвычайно изменчивой мощности, превышающей в ряде мест 130-150 м.

В окончательном виде структурный план рассматриваемой территории сформировался в результате новейших тектонических движений, происходивших с неогена до настоящего времени (Дедеев и др., 1965, и др.). Имеющиеся данные говорят о том, что на территории Полярного Урала поднятие началось в миоцене, достигнув наибольшего значения на границе плиоцена и четвертичного времени. В зырянское время Полярный Урал существовал уже как расчлененная горная страна. По данным М.Т. Кирюшиной, суммарная амплитуда новейшего поднятия на этой территории составляла не менее 800-1000 м, а на Пай-Хое - около 300 м (Тектоника и новейшая тектоника..., 1963).

Проведенный выше анализ истории развития территории гряды Чернышева и прилегающих областей показал, что гряда Чернышева не была конседиментационной структурой и даже не представляла собой единую структурно-фациальную зону. Более того, по данным А.И. Першиной (1962), в позднем девоне фации имели секущее положение по отношению к ориентировке современных структур гряды Чернышева. В связи с этим нам кажется неприемлемой точка зрения С.А. Князева и Б.И. Тарбаева (1961), которые считали, что территория гряды Чернышева в палеозое характеризовалась парагеосинклинальным режимом развития. На карте распределения мощностей отложений, накопившихся в течение доорогенного этапа развития данной территории (фиг. 15), видно, что на месте гряды Чернышева располагался внешний борт глубокой зоны прогибания, сформировавшейся в периферической части известняковой зоны еще в раннем ордовике. В течение доорогенного этапа развития в ней накопилась более чем 6-километровая толща карбонатных и терригенно-карбонатных отложений, тогда как мощность синхронных с ними отложений в центральной части Хорейверского прогиба едва достигала 2 км.

На орогенном этапе развития на месте гряды Чернышева также существовал сравнительно крутой флексурообразный перегиб, к востоку от которого развивалась интенсивно прогибавшаяся северная часть Предуральского краевого прогиба с максимальными мощностями пермских отложений до 6.5-7 км в районе г. Воркуты (фиг. 16). Как было показано выше, именно здесь, в зоне флексурообразного перегиба на рубеже перми и триаса сформировался (или возродился) разлом, послуживший каналом для излияния базальтовой магмы толеитового состава.

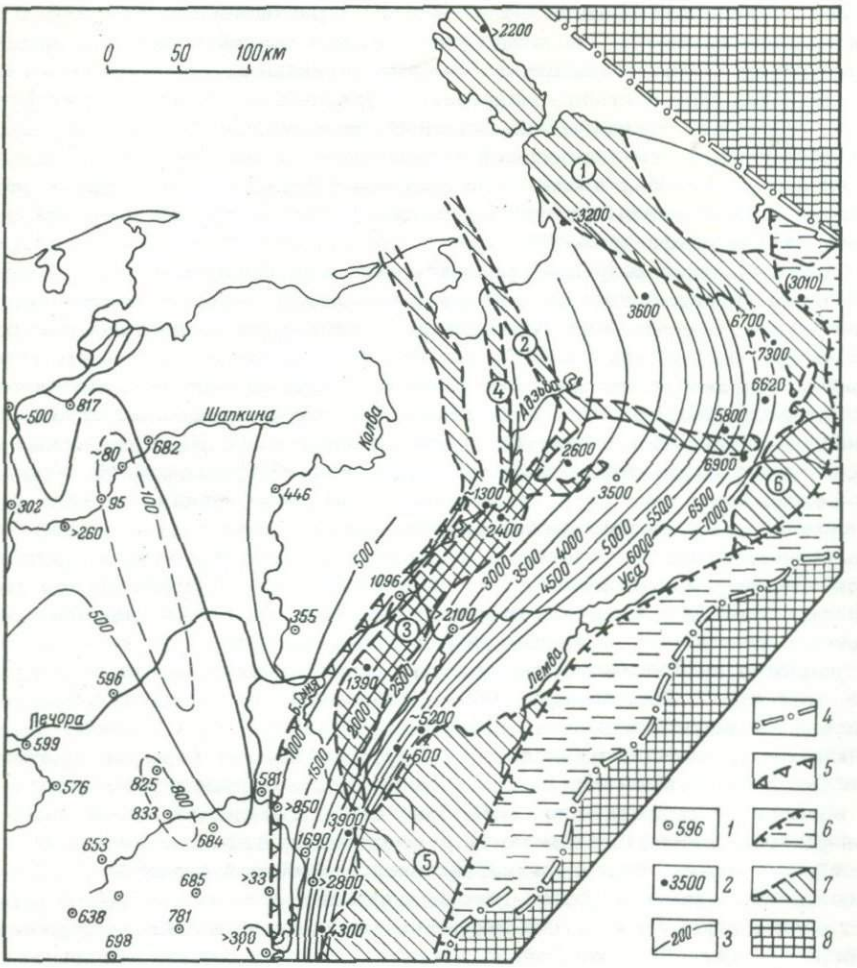
Таким образом, периферическая часть известняковой зоны, описываемая нами как Кожимско-Верхнеусинская зона прогибания, обладает целым рядом



Фиг. 15. Схема распределения мощностей отложений, накопившихся в течение доорогенного (силурийско-каменноугольного) этапа развития.

1 – мощности отложений по обнажениям; 2 – то же по скважинам; 3 – изопахиты; 4 – Главный Уральский и Байдарацкий глубинные разломы; 5 – флексуры и разрывные нарушения; 6 – крупные положительные структуры современного тектонического плана; 7 – сланцевая зона; 8 – эффузивная зона; 9 – рифовые массивы раннедевонского (а) и поздневизейского (б) возраста.

специфических черт – большими мощностями отложений доорогенного этапа развития, перерастанием в краевой прогиб на орогенном этапе развития, наличием наложенной (альпинотипной) складчатости. Благодаря указанным особенностям в литературе существуют различные мнения по вопросу о структурной принадлежности этой территории. Как правило, чаще всего ее рассматривают в составе миогеосинклинальной зоны Уральской варисцийской геосин-



Фиг. 16. Схема размещения мощностей отложений пермского этапа развития.

1 – мощности по скважинам; 2 – то же по обнажениям; 3 – изопахиты; 4 – Главный Уральский и Байдарацкий глубинные разломы; 5 – флексуры; 6 – область распространения флишоидных формаций раннепермского возраста; 7 – основные наложенные структуры в пределах Предуральского краевого прогиба: Пайхойский антиклинорий (1), поднятие Чернова (2), гряда Чернышева (3), гряда Гамбурцева (4), Кожимское (5) и Собское (6) поперечные поднятия; 8 – области размыва.

клинальной области, и гораздо реже – как часть платформы, переработанной линейной складчатостью.

Сторонники отнесения данной территории к геосинклинали отмечали различия в формационном облике отложений по сравнению с более западными районами и указывали на особенности последующей истории ее развития. Последнее, по мнению В.С.Журавлева, А.С.Перфильева и Н.П.Хераскова, сказалось в том, что на орогенном этапе развития на ее месте сформировал-

ся прогиб, отличный от нормальных краевых прогибов. По аналогии с южными районами Урала они назвали его Северным периклинальным прогибом Уральской складчатой системы. Они допускали, что этот прогиб возник над зоной вергации урапид. Отличительными признаками периклинальных прогибов от краевых прогибов они считали: значительное увеличение мощностей орогенных формаций, появление специфических формаций, не свойственных краевым прогибам (угленосной и континентальной сероцветной молассы), наличие перерывов и угловых несогласий в основании орогенных формаций и возможное наличие внутренних локальных источников сноса (Херасков, Перфильев, 1963; Журавлев, 1964а; Перфильев, 1968).

Однако сравнение разрезов ордовикско-каменноугольных отложений Кожимско-Верхнеусинской зоны прогибания и ближайших разрезов платформы показало, что тела почти всех формаций прослеживаются из платформы в пределы зоны прогибания, захваченной линейной складчатостью (фиг. 4, см. вкладку), причем эти складки не являются конседиментационными, а образовались лишь в конце орогенного этапа развития. Более того, эти складки обычно секут конседиментационные структуры платформенного типа. Наиболее ярким примером такого соотношения является переработка структур южной части Печоро-Кожвинского вала структурами уральского направления.

Таким образом, налицо двойственность структурного положения подобных зон прогибания. С одной стороны, на доорогенном этапе развития в пределах Кожимско-Верхнеусинской зоны накапливались формации, близкие по характеру к платформенным, а с другой стороны, они были захвачены линейной складчатостью и вошли в состав Уральской складчатой области.

В наиболее ярко выраженном виде эта двойственность нашла свое отражение в статье Л.П. Зоненшайна (1969), посвященной характеристике миогеосинклиналей. Подчеркивая обилие специфических для платформ признаков, встречающихся в миогеосинклинальных зонах, преобладание формаций платформенного типа, отсутствие магматизма, наложенность складчатости, оторванной во времени от седиментации, Л.П. Зоненшайн отмечал, что „миогеосинклинальные зоны рассматриваемого типа по существу геосинклинальными не являются", что именно благодаря интенсивной наложенной складчатости эти зоны всегда включались в состав геосинклинальных областей, хотя, по его мнению, вернее было бы включать их только в состав складчатых сооружений.

Вопрос об отнесении карбонатных палеозойских отложений западного склона Урала к платформе или геосинклинали обсуждался неоднократно. Непрерывный и постепенный переход среднепалеозойских карбонатных отложений западного склона Южного Урала в типичные платформенные образования позволил ряду исследователей высказать предположение, что на восточном крыле Предуральского краевого прогиба развиты не геосинклинальные, а платформенные образования, позднее захваченные складчатостью (Страхов, 1939; Богданов, 1947; Сергиевский, 1958; Смирнов, Смирнова, 1967).

Рассматриваемую нами территорию Кожимско-Верхнеусинской зоны прогибания по формационным признакам относили к платформе И.С. Шатский (1946а, 1948), А.И. Елисеев (1963), В.А. Варсанофьева (1963а, 1963б), П.А. Туманов (1969) и ряд других геологов. А.В. Македонов (1961, 1965), рассматривая формационные отличия елецкого и лемвинского комплексов отложений, выделенных К.Г. Войновским-Кригером, отмечал, в частности, что елецкий комплекс, образованный преимущественно карбонатными породами силурийско-каменноугольного возраста, образовался в краевой, переходной к геосинклинали подвижной зоне Восточно-Европейской платформы, а лемвинский (сланцевый) комплекс он считал мегаформацией краевой зоны Уральской геосинклинали – миогеосинклинали.

По нашему мнению (Пучков, Тимонин, 1969), отмеченные выше особенности тектонического развития данной территории не обязательно объяснять их формированием на геосинклинальном основании варисцийского возраста.

Значительная ширина зоны прогибания и большая мощность орогенных формаций в ее пределах, по-видимому, достаточно надежно объясняются тем, что при формировании этой части краевого прогиба сказывалось взаимодействие двух почти перпендикулярных друг другу направлений тектонических напряжений – Уральского и Пайхойского, а следовательно, и наличие двух источников сноса. На формирование угленосных формаций безусловно главенствующее влияние оказал тектонический фактор, который нашел отражение в специфической тектонической жизни северных ванн краевого прогиба. Не менее важную роль при этом сыграл и климатический фактор, влияние которого сказывалось в закономерной смене с севера на юг сероцветных угленосных формаций красноцветными, которые в южной части Верхне-Печорской ванны становятся соленосными. Не исключено, что большую роль в широком распространении сероцветных угленосных формаций на территории Печорского угольного бассейна сыграло то обстоятельство, что территория Полярного Урала испытывала более длительные поднятия по сравнению с южными районами Урала. Как было показано нами раньше (Пучков, Тимонин, 1970), период наиболее активного развития Северного Урала (Конво-Вишерский край) совпадает с артинским веком, а по направлению к северу активность тектонических движений продолжала усиливаться в течение всей перми.

Вопрос о выделении крупных, интенсивно прогибавшихся структур, расположенных на периферии платформы, по границе ее с геосинклиналью, имеет свою историю. Еще Э. Ог предполагал, что между краем щита и собственно геосинклинальным поясом развивалась так называемая периферическая депрессия, являющаяся, по его мнению, неглубокой геосинклиналью, не подвергавшейся (или подвергавшейся в слабой степени) складчатости (Haug, 1900).

Е.В. Павловский (1959) на примере Ангаро-Ленского прогиба в зоне соприкосновения Сибирской платформы с окружающими ее геосинклинальными областями выделил особый вид структур – зоны перикратонных опусканий, характеризующихся синхронным развитием со смежными геосинклинальными системами и большой длительностью развития.

Независимо от Е.В. Павловского, близкие по генезису структуры выделили В.С. Мелещенко и Э.Н. Янов (1960), которые называли их пригеосинклинальными прогибами. По их мнению, это – структуры, предшествовавшие развитию краевых прогибов и отличающиеся от последних своей структурной позицией: они располагаются в пределах платформы (в частности, молодой платформы) на границе с геосинклиналями, находящимися в стадии прогибания. Такие структуры Ю.М. Пущаровский (1969) предлагал называть резонансно-тектоническими структурами, сохраняя за ними название, данное Е.В. Павловским, – зоны перикратонного опускания. Он писал: „Обычно это очень крупные моноклинальные структуры, характеризующиеся увеличением мощностей отложений в сторону миогеосинклинали и платформенными чертами разреза" (Пущаровский, 1969, с. 8). Формирование этих структур Ю.М. Пущаровский связывал с собственно геосинклинальной стадией развития подвижной зоны и отмечал, что на орогенном этапе поверх этих зон могут образовываться краевые (передовые) прогибы.

Таким образом, для собственно геосинклинального этапа развития (О-С) нами принято следующее тектоническое районирование рассматриваемой территории.

1. Известняковая зона полностью относится к платформе, причем ее периферическая, Кожимско-Верхнеусинская, зона прогибания, по отмеченным выше признакам – длительности развития, синхронной собственно геосинклинальному этапу развития соседней Уральской геосинклинали, платформенному типу формаций, наложенной складчатости, оторванной во времени от седиментации, по классификации Е.В. Павловского (1959) и Ю.М. Пущаровского (1969), нами отнесена к зоне перикратонного опускания.

На западе Кожимско-Верхнеусинская зона прогибания, как показал палеотектонический анализ развития рассматриваемой территории, была отделена от остальной части платформы флексурообразным перегибом, которому на глубине, вероятно, отвечал разлом в фундаменте, формировавшийся на начальных этапах развития соседней Уральской геосинклинальной области.

2. Сланцевая зона, отделенная от платформы флексурой, относится к миогеосинклинали. Действительно, эта зона своими геосинклинальными формациями в первую очередь, а также отсутствием начального магматизма и слабым развитием магматизма вообще больше, чем периферические зоны прогибания с их платформенными формациями и наложенной складчатостью, подходит для этого термина. Если обратиться к монографии Ж. Обуэна (1967), посвященной проблемам происхождения и развития геосинклиналей, то можно увидеть, что те примеры миогеосинклиналей (вернее, миогеосинклинальных прогибов), которыми он оперирует, отличаются двумя существенно важными особенностями: а) пелагическим, и даже глубоководным некомпенсированным осадконакоплением в дофлишевый период развития и б) поздним флишем. Лемвинской и Пайхойской сланцевым зонам, по нашему мнению, свойственны эти же особенности. В собственно геосинклинальную стадию развития для них, как было показано выше, характерно некомпенсированное осадконакопление. Флишеподобные отложения начали накапливаться в сланцевой зоне уже с началом орогенного этапа развития геосинклинали.

3. Эффузивная - эвгеосинклинальная зона варисцийской Уральской геосинклинали отделена от миогеосинклинали зоной Главного Уральского глубинного разлома.

В раннеорогенный этап развития ($C_3 - P_2$) первой в складчатое сооружение превратилась эвгеосинклинальная зона. В это время в сланцевой зоне происходило накопление флишевых толщ и заложение краевого прогиба, который постепенно мигрировал на платформу и к концу орогенного этапа захватил всю зону перикратонного опускания. На позднеорогенном этапе развития ($T_3 - J_1$) интенсивная складчатость охватила территорию краевого прогиба, причем наиболее интенсивные напряжения разгружались в узких зонах разломов глубокого заложения, вдоль которых формировались надразломные наложенные структуры: гряда Чернышева и поднятие Чернова.

Глава У.

МОРФОЛОГИЯ СТРУКТУР ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

Характеристике морфологии структур гряды Чернышева посвящено лишь несколько сравнительно небольших статей. Так, Г.А. Чернов (1956) рассмотрел геологическое строение южной части гряды. С.А. Князев и Б.И. Тарбаев (1961) с учетом данных среднемасштабной геологической съемки, проведенной на территории гряды Чернышева в 1955–1958 гг., дали краткую характеристику ее структурного плана. Отдельные статьи были посвящены либо описанию разломов, ограничивающих гряду Чернышева (Воинова, 1933; Тимонин, Фирер, 1969), либо характеристике строения ее отдельных участков (А. Чернов, Г. Чернов, 1940), либо, наконец, характеристике структуры угольных месторождений в ее пределах (Геология месторождений угля..., т. III, 1965).

В то же время, для того чтобы дать правильный ответ на вопрос о типе структуры гряды Чернышева и раскрыть механизм ее формирования, необходимо детально разобраться в морфологии ее отдельных структурных элементов, типизировать их и выделить парагенетические сочетания структур, или парагенезы структур, под которыми мы, вслед за А.В. Лукьяновым (1963), понимаем „набор" закономерно сочетающихся простых структур, составляющих единые тектонические зоны.

Выше мы уже отметили различие в структурных позициях южной и северной частей гряды Чернышева. Так, южная ее часть является поперечной структурой Предуральского краевого прогиба, разделяющей две его ванны – Большесынинскую и Косью–Роговскую. Северная же часть гряды, ограничивая с запада Косью–Роговскую ванну, является структурой ее внешнего ограничения. По морфологическим особенностям эти две части также достаточно резко различаются: каждая из них обладает характерным структурным рисунком, обусловленным закономерным сочетанием парагенезисов структур (фиг. 1, 2, см. вкладки).

Южная часть гряды, характеризующаяся общим меридиональным простиранием, представляет собой сравнительно узкую (7–12 км) асимметричную антиклиналь с выходами в ядре нижнесилурийских отложений. Ее западное запрокинутое крыло разбито серией чешуйчатых надвигов. Наряду с этими нарушениями, согласующимися, как правило, с простиранием складок, имеются косо расположенные правосторонние сдвиги, сопряженные со взбросо–надвигами и надвигами. Выделение этих сдвигов, играющих в структуре гряды обычно второстепенную роль, оказалось возможным с помощью ряда структурных и геоморфологических признаков.

Севернее линии железной дороги происходит значительное расширение гряды Чернышева с одновременным усложнением ее строения и общим поворотом структур в северо-восточном, полярно-уральском направлении. Здесь выделяются два левоэшелонированных блока, несколько отличающихся друг от друга по строению. Южный, Шарью-Заостренский блок в сечении имеет отчетливо выраженное веерообразное строение – с антиклиналями, расположенными по краям блока и наклоненными в сторону разрывных нарушений, ограничивающих этот блок с востока и запада. Северный, Тальбейский блок характеризуется восточной вергентностью структур, обязанной западным падением плоскостей сместителей надвигов и взбросо-надвигов. Складки его, как правило, запрокинуты в восточном направлении. Оба блока в центральных частях осложнены крупными синклиналями.

Зона сочленения Шарью-Заостренского и Тальбейского блоков, к которой приурочена долина р. Усы, имеет сложное строение.

Основные представления о морфологии структур гряды Чернышева можно получить на основании изучения довольно многочисленных естественных обнажений, встречающихся главным образом по долинам рек и ручьев, пересекающих ее склоны. Однако довольно сложное строение гряды в целом и обилие разрывных нарушений в ее пределах не позволяют однозначно судить о морфологических особенностях структур, основываясь лишь на изучении естественных обнажений, тем более что водоразделы практически лишены обнажений. Поэтому нами была сделана попытка использовать метод дешифрирования аэрофотоснимков для более надежной увязки геологической карты и изучения морфологии структур (Пучков, Тимонин, 1968).

Близкое к дневной поверхности залегание дислоцированных палеозойских отложений, перекрытых сравнительно маломощным чехлом пылеватых суглинков, определило образование на отдельных участках специфических форм рельефа. К ним относятся: цепочки карстовых воронок, ориентированных по простиранию пород; прямолинейные участки ручьев и речных долин; прямолинейные края болот; характерная полосчатость, обусловленная чередованием протяженных узких безлесных болот и залесенных гривок. Все эти линейно вытянутые формы микрорельефа, так или иначе связанные с геологическим строением района, объединены нами в понятие „структурные линии". Их образование скорее всего вызвано селективным разрушением интенсивно дислоцированных карбонатных толщ. На местности эти структурные линии образуют характерный рисунок, отчетливо наблюдаемый на аэрофотосхемах.

1. ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

Под южной частью гряды понимается ее меридионально вытянутый отрезок, являющийся поперечным поднятием, разделяющим Большесынинскую и Косью-Роговскую ванны Предуральского краевого прогиба. На юге, в районе хр. Сабля, она непосредственно контактирует с линейными структурами западного склона Урала, что дало повод Н.С. Шатскому (1946а, 1946б) говорить о южной части гряды как о краевой поперечной флексуре, сформированной над глубоко вдающимся в тело платформы ее краевым разломом.

Даже при беглом взгляде на геологическую карту бросается в глаза характерный структурный рисунок южной части гряды Чернышева, обусловленный наличием двух направлений дислокаций. Первое, субмеридиональное направление, очевидно, связано с тем разломом глубокого заложения, который намечал Н.С. Шатский. По нашим данным (Пучков, Тимонин, 1968), это направление имеет своим продолжением на юге хорошо отображающуюся на

аэрофотосхемах линию раздела Центрально-Уральской и Западно-Уральской тектонических зон. Такая связь может указывать на формирование южной части гряды над крупным разломом в фундаменте, отражение которого видно в фациальных различиях двух типов разрезов палеозойских отложений: сынинского и вангырского (Елисеев, 1963).

Второе, северо-восточное, направление дислокаций, парагенетически связанное с первым, находит свое выражение в виде целого ряда диагональных разломов, зон трещиноватости и местных заворотов слоев. Эти зоны разломов и связанные с ними структуры трактуются нами как правые сдвиги, сопряженные на западе с надвигами и взбросо-надвигами западного склона гряды Чернышева.

В пределах южной части гряды следует рассмотреть зону ее сочленения с передовыми складками Уральской складчатой области, а также отдельные участки, характеризующиеся отчетливым чешуйчатым строением. Чешуйчатое строение, как будет показано ниже, является характерной особенностью гряды Чернышева.

а) Характер сочленения южной части гряды Чернышева со структурами Уральской складчатой области. В верховьях рр. Большой Сыни и Вангыра в меридиональном направлении вытянут хребет Сабля - выдвинутая далеко к западу передовая структура Уральского складчатого сооружения. В его строении принимают участие отложения верхних свит байкальского структурного комплекса - хобеинской и маньинской (по схеме К.А. Львова). Возраст этих свит К.А. Львов (1957, 1958) считал кембрийским, причем его мнение и сейчас поддерживается некоторыми геологами (Малашевский, 1967). Однако исследованиями сотрудников Коми филиала АН СССР (Б. А. Гондина, В.Н. Пучкова, М.Ф. Фишмана, Г.А. Чернова) и Воркутинской комплексной геологоразведочной экспедиции (Л.Т. Беляковой, М.С. Бельского, Я.Р. Пахло и др.) установлено, что эти свиты имеют рифейский и вендский возраст.

О тектонике хр. Сабля имеются две точки зрения. Т.А. Добролюбова и Е.Д. Сошкина (1935), Г.А. Чернов (1956), Л.М. Дмитриев (1940 г.) и другие изображали структуру хр. Сабля в виде антиклинали, принимая вулканогенную толщу маньинской свиты за наиболее древнюю из обнаженных. М.В. Фишман (1956, 1960), специально изучавший геологическое строение этого хребта, пришел к выводу, что он „представляет собой вытянутую в меридиональном направлении, сильно сжатую и несколько опрокинутую на запад синклинальную складку, ядро которой сложено породами вулканогенной свиты" (Фишман, 1956, с. 29). Последнюю М.В. Фишман считал наиболее молодой на хребте и помещал выше песчано-конгломератовой толщи тельпосской свиты нижнего ордовика, ошибочно сопоставляя сиреневые конгломераты и песчаники тельпосской свиты с зелеными конгломератами и песчаниками, развитыми на восточном склоне хребта.

Между тем структура хребта, по-видимому, несколько сложнее указанных схем. Предполагается, что хребет расположен на восточном крыле крупного Саблинского синклинория, являющегося одним из реликтовых структурных элементов байкальского структурного плана (Пучков, 1970). Западное крыло этого синклинория в значительно погруженном виде прослеживается в фундаменте Большесынинской ванны и Денисовского прогиба по отчетливо наблюдаемой на картах магнитного поля Денисовской зоне положительных аномалий (Гафаров, 1963).

По нашим представлениям, структура хр. Сабля (Саблинско-Лаптопайская структура) в плане имеет сложное чешуйчатое строение, обусловленное парагенетическим сочетанием субмеридиональных взбросо-надвигов и надвигов, ограничивающих его с запада, с косыми правосторонними взбросо-сдвигами, имеющими северо-восточное простирание (фиг. 1, 2, см. вкладки). С северо-запада Саблинско-Лаптопайская структура также ограничена разломом северо-восточного простирания, который в районе устья руч. Леввож сопряжен

с субмеридиональной системой разломов. Отсутствие коренных выходов палеозойских отложений в непосредственной близости от разрывных нарушений, ограничивающих Саблинско-Лаптопайскую структуру, не позволяет определить их амплитуды, но их положение достаточно уверенно определяется на аэрофотосхемах по резкой смене структурных рисунков.

На правобережье р. Войвож прослеживается разрывное нарушение северо-западного простирания, по которому в соприкосновение приведены отложения хобеинской и маньинской свит (на юго-западе) с породами лаптопайской свиты (на северо-востоке). В зоне этого нарушения, а в особенности в зоне стыка разломов северо-западного и северо-восточного направлений слои метаморфических толщ интенсивно перемяты с образованием чрезвычайно напряженных горизонтальных складок. В целом для хр. Сабля характерны резкие, часто изоклинальные складки, обычно опрокинутые к западу (фиг. 17, э - вкладка).

Весь участок гряды, примыкающий к хр. Сабля, обнажен слабо и чрезвычайно неравномерно. Практически все обнажения приурочены к западному (р. Большая Сыня) и восточному (р. Вангыр) склонам гряды. Наиболее интересные в структурном отношении участки, приуроченные к междуречью Большой Сыни и Вангыра, практически лишены обнажений.

В целом в южной части гряды Чернышева, непосредственно примыкающей к Саблинско-Лаптопайской структуре, выделяется крупный Войвожско-Чернореченский блок чешуйчатого строения. С запада он ограничен крупноамплитудным надвигом, линия выхода которого на поверхность на участке между урочищем Изватас-Яма и нижним течением руч. Черного отчетливо трассируется на аэрофотосхемах - ему отвечает уступ в рельефе, образованный известняками карбона. К югу след этого нарушения на аэрофотоснимках удается наблюдать по цепочке вытянутых болот до верховьев руч. Сашаель. Южнее этому разлому кулисообразно подставляется другой разлом, которому на аэрофотосхемах отвечает почти непрерывная узкая цепочка болот, прослеживающаяся до верховьев руч. Южного Вертного.

В пределах Войвожско-Чернореченского блока удается выделить ряд антиклинальных и синклинальных структур.

Первые выходы палеозойских пород, наиболее близко расположенные к хр. Сабля, встречены на правом берегу р. Войвож в 3 км к западу от крайних выходов метаморфических пород хр. Сабля. Здесь на поверхность выступают серые и коричневато-серые тонко- и среднеплитчатые глинистые известняки и мергели, а также известковистые аргиллиты раннефаменского возраста. Слои круто падают к юго-востоку под углами 71-78°, а в верхнем по течению конце обнажения они запрокинуты к востоку. Здесь, по-видимому, прослеживается восточное крыло асимметричной Войвожской антиклинали. Ее пологое (до 22°) западное крыло охарактеризовано выходами верхнефаменских доломитизированных известняков (фиг. 1, 2, см. вклейки). Исключительно плохая обнаженность не позволяет уточнить строение и протяженность указанной антиклинали, но можно предположить, что ее ось погружается к юго-западу. С востока эта антиклиналь по системе чешуйчатых взбросо-надвигов контактирует со структурами хр. Сабля.

Западнее Войвожской антиклинали расположена Лунвожская синклиналь субмеридионального простирания. На ее восточном запрокинутом крыле в верховьях руч. Черного прослеживаются разрозненные выходы нижнепермских темно-серых и окремненных известняков с большим количеством мшанок. Видимая мощность этих отложений достигает 100-120 м. Далее после 15-20-метрового перерыва на левом берегу руч. Черного выступают желтовато-серые известняки, наклоненные на восток под углами 60-75°. Они содержат большое количество крупных фузулинид оренбургского яруса верхнего карбона (Епископов, Тимонин, Михайлова, 1972). Видимая мощность этих известняков с фораминиферами достигает 3-5 м. Судя по данным обнажениям,

восточное крыло синклинали запрокинуто к западу и осложнено взбросо-надвигом, наличие которого устанавливается по выпадению из разреза значительной по мощности толщи средневерхнекаменноугольных отложений. Так, в западном конце обн. 1260 в верховьях руч. Черного выступают известняки оренбургского яруса верхнего карбона, а в 120–130 м к востоку обнажены известняки среднего визе. Таким образом, в указанный интервал невозможно уложить 450–500-метровую толщу известняков нижнего, среднего и верхнего карбона. Амплитуда этого разлома, следовательно, оценивается в 350–400 м. Линия этого нарушения трассируется на аэрофотосхемах отчетливо выраженными структурными линиями северо-северо-восточного простирания.

Западное, нормальное крыло синклинали вскрыто в обнажениях, расположенных по берегам р. Большой Сыни выше по течению от урочища Изватас-Яма. На этом крыле углы наклона слоев визейских отложений не превышают 35–36°. Ширина Лунвожской синклинали достигает 1.8–2.0 км. Ядро синклинали, по-видимому, сложено нижнепермскими осадками.

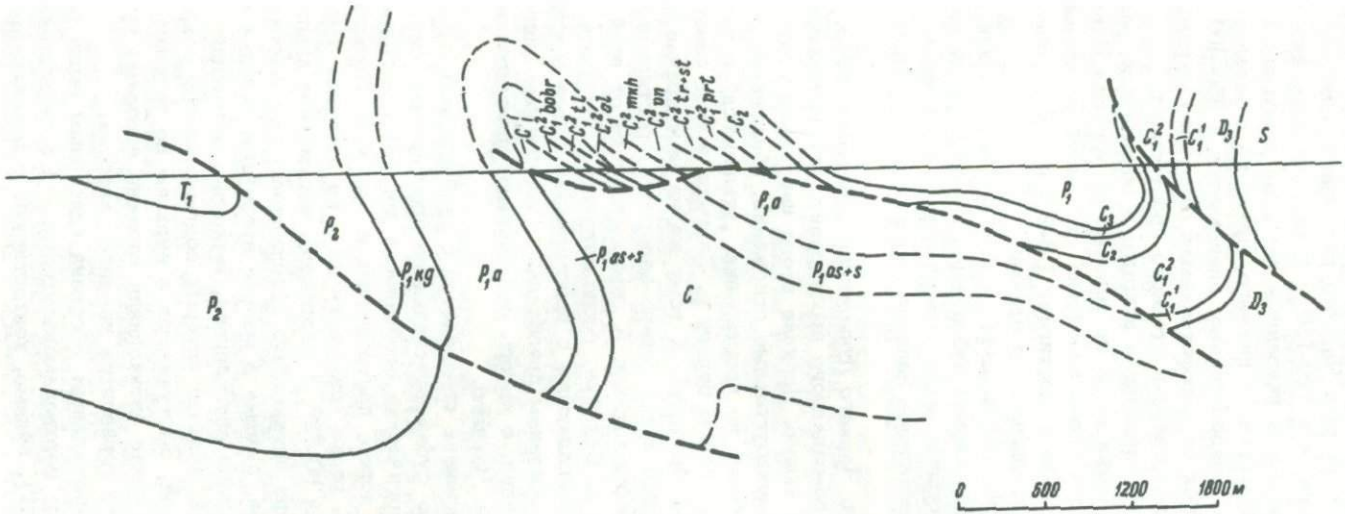
Продолжение Лунвожской синклинали далее к югу неясно, так как вся территория к западу от хр. Сабля сильно заболочена. Имеющиеся на аэрофотоснимках этого участка структурные линии северо-северо-восточного направления могут указать лишь на возможное наличие разрывных нарушений указанного простирания.

К северу от верховьев руч. Черного Лунвожская синклиналь косо срезана разрывным нарушением северо-западного простирания, ограничивающего с юга Вангырскую тектоническую чешую. Наличие этого нарушения подтверждается тем, что нижнепермско-каменноугольные отложения, обнаженные в верховьях руч. Черного, далее на север по простиранию „утыкаются" в породы нижнего силура, слои которых на левом берегу р. Вангыра имеют северо-западное простирание (фиг. 18, см. вкладку). К тому же на междуречье Вангыра и Войвожа по резко выраженной линии северо-западного простирания сменяется характер рисунка на аэрофотосхемах. К северо-востоку от этой линии, в районе, тяготеющем к долине р. Вангыра, господствуют структурные линии северо-западного направления, совпадающие с простиранием слоев нижнесилурийских пород. Юго-западнее в основном преобладают структурные линии северо-северо-восточного простирания, с которыми совпадают простирания пород, обнаженных по берегам руч. Черного.

На западе Лунвожская синклиналь сочленяется с гребневидной Изватас-Ямской антиклиналью субмеридионального простирания (фиг. 1, 17, з, 18, см. вкладки). Морфологические особенности последней выясняются при изучении выходов коренных пород, приуроченных к долине р. Большой Сыни. Изватас-Ямская антиклиналь резко асимметрична – ее западное крыло запрокинуто к западу под углами 60–75°, а восточное, нормальное крыло залегает под углами 30–35°. В ядре антиклинали прослеживаются известняки фаменского и турнейского ярусов, смятые в мелкие вторичные складки коробления. Западное, опрокинутое крыло антиклинали, вероятно, осложнено серией косых разрывных нарушений, наличие которых подтверждается сокращением разреза визейских отложений, выступающих в верхнем по течению конце обн. 130. Пологое восточное крыло антиклинали сложено породами тульского, алексинского и михайловского горизонтов нижнего карбона.

С запада Изватас-Ямская антиклиналь оборвана описанным выше разрывным нарушением, по которому верхнекаменноугольные и ассельско-сакмарские отложения (обн. 130, 131), видимо, контактируют с отложениями верхней перми.

К северу от ур. Изватас-Яма этот разлом, судя по ряду косвенных дешифровочных признаков, протягивается в северо-северо-восточном направлении до низовьев руч. Черного. Возможно, с направлением данного нарушения совпадает долина правого притока руч. Черного, характеризующаяся отчетливо выраженной прямолинейностью. В долине руч. Черного по этому нарушению



Фиг. 19. Пологий надвиг в долине руч. Черного (правого притока р. Большой Сыни) на западном склоне гряды Чернышева.

контактируют отложения башкирского яруса и тульского горизонта нижнего карбона.

Указанный разлом, по-видимому, является пологим надвигом, что доказывается следующими данными. В нижнем течении руч. Черного (фиг. 18 – вкладка, 19) обнажены полого залегающие визейские известняки, углы наклона которых несколько увеличиваются с запада на восток – от 22–28° в районе разлома до 38–40°. Эти отложения смяты в крупные горизонтальные складки, что, по-видимому, связано с надвиганием на Войвожско-Чернореченский блок Вангырского чешуйчатого блока. В среднем течении руч. Черного среди поля светло-серых и серых верхневизейских известняков обнаружен выход темно-серых, почти черных известняков, по облику похожих на нижнепермские отложения (фиг. 18 – вкладка, обн. 160). При наблюдении в поле удалось установить, что отложения верхнего визе перекрывают эти черные известняки, совершенно не свойственные для визейских отложений сынинского типа разреза. Скорее всего, нижнепермские известняки здесь выступают в эрозионном окне. В этом случае величина горизонтального перекрытия по пологому надвигу, ограничивающему с запада Войвожско-Чернореченский блок, превышает 1.5 км.

Таким образом, в зоне сочленения гряды Чернышева со структурой хр. Сабля выделяется сложно построенный блок, ограниченный с запада, востока и северо-востока разрывными нарушениями. Центральная часть этого блока осложнена асимметричной Лунвожской синклиналью. По его западному и восточному краям развиты асимметричные Изватас-Ямская и Войвожская антиклинали.

б) Зона чешуйчатого строения южной части гряды Чернышева. В целом для южной части гряды Чернышева характерно отчетливо выраженное чешуйчатое строение. Оно определяется парагенетическим сочетанием продольных разрывных нарушений типа взбросо-надвигов и пологих надвигов с косыми разломами, среди которых преобладают правосторонние сдвиги (взбросо-сдвиги?) (фиг. 1, 18 – см. вкладки). Поэтому западная граница гряды здесь имеет сложные извилистые очертания.

Наиболее крупной структурой южной части гряды является Вангырская тектоническая чешуя (фиг. 2, 18 – см. вкладки), которая в пределах широтного отрезка долины р. Вангыр плавно сопряжена с южной центриклиналью Косью-Роговской ванны. С юго-запада, запада и северо-запада она ограничена крупными тектоническими нарушениями.

На юго-западе Вангырская чешуя перекрывает Войвожско-Чернореченский блок. Наличие этого нарушения было доказано выше.

На западе Вангырская тектоническая чешуя надвинута на более мелкий блок Верхних Ворот, также имеющий чешуйчатое строение. Зона надвигания устанавливается на р. Большой Сыне в районе урочища Богатырь-Кырта. Здесь венлокские доломиты и доломитовые брекчии надвинуты на глинистые известняки гребенского горизонта верхнего силура. В обн. 180 эти известняки наклонены на юго-восток под углами 40–50°, а отложения филиппъельского горизонта венлока в нижнем по течению конце обн. 180 и в соседнем обн. 182 запрокинуты к западу и падают на северо-восток 70° под углами до 73°. В запрокинутом залегании находятся также доломиты и доломитовые брекчии в обн. 184. Амплитуда отмеченного нарушения, по-видимому, составляет не меньше 100–150 м.

Севернее этот разлом, вероятно, сопряжен с разломом северо-восточного простирания, наличие которого на водоразделе рр. Большой Сыни и Вангыра подтверждается отчетливо различимой на аэрофотосхемах системой структурных линий соответствующего направления, прослеживающейся до устья р. Вангыра.

В строении Вангырского тектонического блока принимают участие отложения широкого возрастного диапазона: от силурийских до нижнепермских включительно. Простирание слоев этих отложений плавно меняется от северо-

западного в зоне сочленения с южной центриклиналью Косью-Роговской впадины, до северо-восточного. Северо-восточное простирание слоев преобладает на всем протяжении от волока на р. Большой Сыне до нижнего течения руч. Кузьмаель. К северо-западу от рассмотренного выше тектонического нарушения, ограничивающего Вангырский блок в районе руч. Кузьмаель снова происходит смена простирания на северо-западное, а в среднем течении руч. Геркыртаель - на субмеридиональное. Плавное изменение простирания слоев в некоторых участках осложнено дополнительной мелкой складчатостью и различного рода разрывными нарушениями.

В „головной" части Вангырского чешуйчатого блока прослеживается крутая асимметричная, опрокинутая на запад антиклинальная складка с выходами в ее ядре пландоверийских отложений. На западном ее крыле слои падают на восток под углами до 75-80°, а на восточном, нормальном крыле при таких же азимутах падения они залегают под углами 60-67°.

Восточная часть Вангырского блока, как и весь восточный склон южной части гряды Чернышева, характеризуется сравнительно пологими углами наклона слоев (до 30-40°), крутизна которых обычно увеличивается в зонах разрывных нарушений.

Для Вангырского чешуйчатого тектонического блока характерны разломы северо-восточного направления.

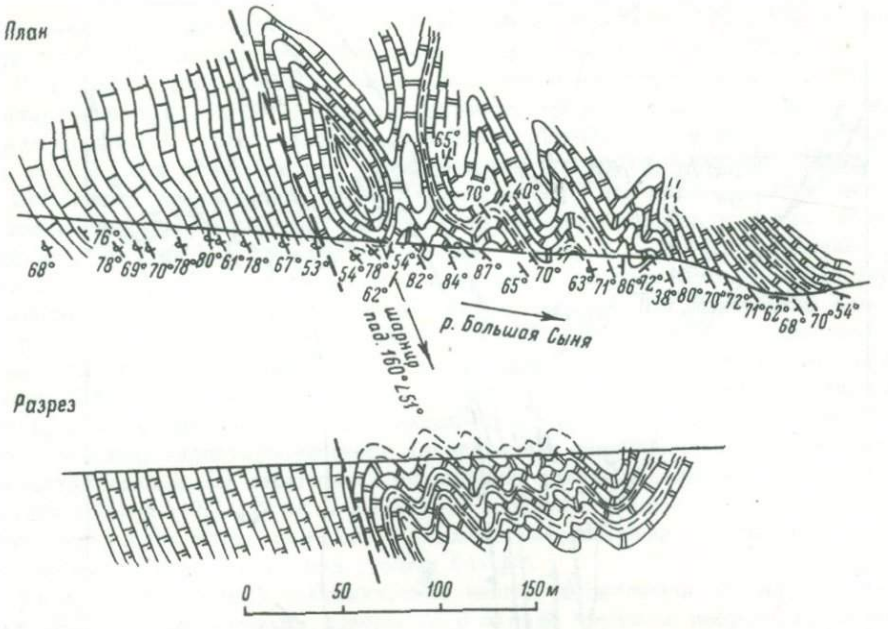
В зоне стыка Вангырского и Войвожско-Чернореченского блоков выколот чешуйчатый блок Верхних Ворот, ограниченный с юго-запада и запада разрывными нарушениями. Взбросо-надвиг, ограничивающий блок Верхних Ворот с юго-запада, прослеживается от руч. Черного на юге, пересекает р. Большую Сыню в районе Верхних Ворот, затем плавно поворачивает к северо-востоку и на водоразделе рр. Большой Сыни и Вангыра сопрягается со взбросо-сдвигом, ограничивающим с северо-запада Вангырский чешуйчатый блок.

В районе Верхних Ворот р. Большой Сыни наличие тектонического нарушения устанавливается по контакту нижнемосковских известняков с сакмарскими (обн. 165 и 166, фиг. 18, см. вкладку). Каменноугольные и девонские отложения, образующие каньон Верхних Ворот, поставлены „на голову" и даже несколько запрокинуты к востоку (обн. 166), а нижнепермские слои наклонены на запад-юго-запад под углом 40-50° (в нижнем по течению конце обн. 165).

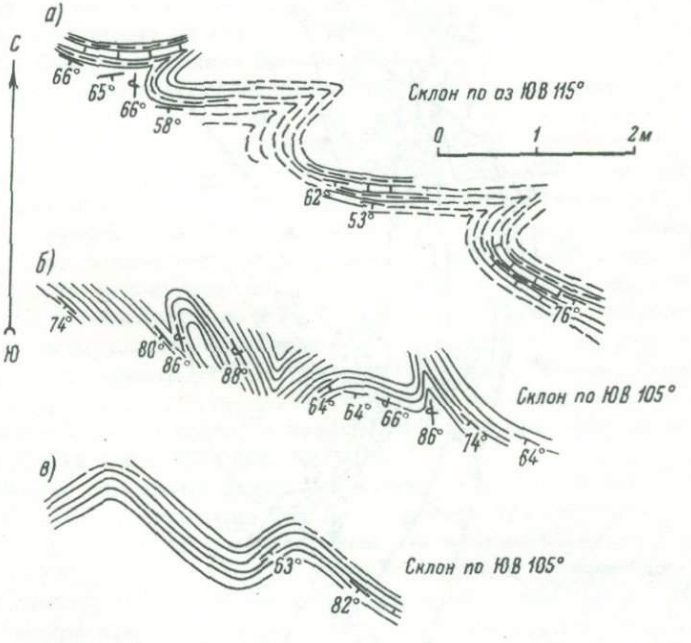
В зоне стыка Войвожско-Чернореченского блока с чешуйчатым блоком Верхних Ворот, в нижнем течении руч. Черного, вырезан небольшой блок треугольной формы, западное ограничение которого определяется разрывным нарушением типа взбросо-надвига с амплитудой порядка 100-150 м (фиг. 18, см. вкладку). По этому разлому верхнекаменноугольные известняки с Triticites ex gr. acutus Dunbar et Condra [1] контактируют с отложениями сакмарского возраста, а в 100-150 м южнее среднекаменноугольные отложения - с ассельско-сакмарскими (обн. 153). Здесь вследствие тектонического нарушения выпадает значительная толща средне- и верхнекаменноугольных отложений.

Надвигание Вангырского и Войзожско-Чернореченского блоков очень сильно усложнило строение чешуи Верхних Ворот. В первую очередь это осложнение коснулось силурийских отложений, находящихся в непосредственном контакте с надвигом Вангырского блока. Под влиянием этого надвига тонконаслоенные доломиты и доломитизированные известняки седъельского горизонта венлока и гердъюского горизонта пудлова смяты в крупные складки коробления с крутопадающими шарнирами (в нижнем конце обн. 178 и в верхнем конце обн. 179; фиг. 20). Шарниры складок падают в южном и юго-восточном

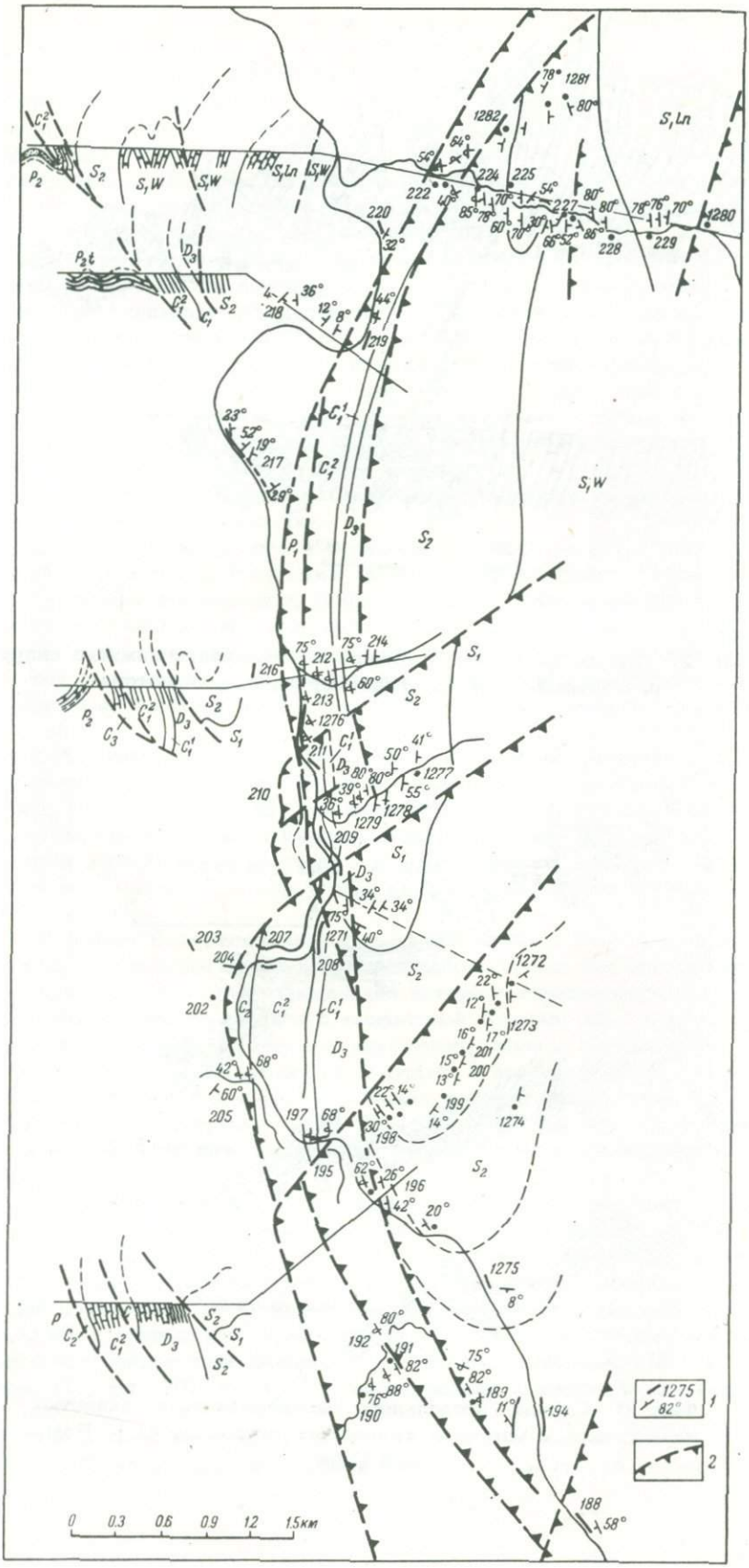
[1] Здесь и далее приводятся только оригинальные списки фауны.



Фиг. 20. Преднадвиговые дислокации в отложениях нижнего силура на р. Большой Сыне (по глазомерной съемке автора).



Фиг. 21. Складки продольного расплющивания в глинистых известняках и мергелях кыновского горизонта на р. Большой Сыне.


S, W
S, Ln
1275
82°
1
2
0 0.3 0.6 0.9 1.2 1.5км

направлениях по азимуту 150–180° под углами до 45° (обн. 187). Как правило, брахиформные антиклинали расположены кулисообразно (фиг. 20).

Очевидно, в результате сложения напряжений от действия двух различно ориентированных надвигов произошло сложное смятие слоев пашийских и кыновских отложений, представленных тонкоплитчатыми и листоватыми мергелями, глинистыми известняками и аргиллитами (обн. 174, 175, 176, 1266, фиг. 21). Ввиду чрезвычайно малой компетентности эти слои, зажатые между массивными известняками верхнего девона, с одной стороны, и песчаниками пашийского горизонта и доломитами силура, с другой стороны, оказались смятыми в чрезвычайно сложные дисгармоничные складки (фиг. 21). По форме складок и их положению они близки к так называемым складкам продольного расплющивания, которые возникают в результате послойного давления и перемещения (Гзовский, 1963). Зона интенсивного смятия слоев имеет ширину около 600 м, в которой заключены слои пашийского, кыновского, саргаевского и аналоги доманиковского и мендымского слоев. Эти слои смяты в мелкие складки, характеризующиеся килевидными синклиналями и более плавными антиклинальными перегибами слоев. Как правило, ширина складок составляет не более 0.7–1.2 м, а амплитуда их редко превышает 0.5 м. Килевидные синклинали часто разорваны мелкими нарушениями. Шарниры складок круто падают к юго-западу под углами 54–66°.

Следующая к северу тектоническая чешуя, выделяемая под названием чешуи урочища Труба, также осложнена с запада крупным взбросо-надвигом, плавно меняющим простирание с северо-северо-западного на северо-восточное (фиг. 1 – вкладка, 22). В районе Нижних Ворот и южнее петли р. Большой Сыни эта тектоническая чешуя осложнена рядом поперечных тектонических нарушений, причем плавный изгиб ограничивающего ее разлома нарушается и приобретает ступенчатый характер.

Наличие разлома, ограничивающего тектоническую чешую урочища Труба с запада, подтверждается следующими данными. В среднем течении руч. Кривого обнажены нижнекаменноугольные известняки, находящиеся в опрокинутом залегании и наклоненные на северо-восток 65–80° под углами 74–86° (обн. 190, 191, фиг. 22). Севернее разлом прослеживается в петле р. Большой Сыни, где он приводит в контакт среднекаменноугольные и нижнепермские известняки (обн. 205, фиг. 22). Известняки среднего карбона здесь находятся в опрокинутом залегании и падают на северо-восток 65–70° под углами до 60°. Нижнепермские известняки наклонены в том же направлении под углами не более 42°. Нижнепермские известняки, в свою очередь, надвинуты на верхнепермские конгломераты, которые встречаются в залесенном склоне уже в 60–70 м к западу от последних выходов нижнепермских известняков. Эти конгломераты падают на юго-восток 120–125° под углами 56–60°, но в 80 м к западу их наклон уменьшается до 24°. Скорее всего разлом, проходящий между нижне- и верхнепермскими отложениями, является основным разломом, ограничивающим рассматриваемую тектоническую чешую с запада. Севернее верхнепермские конгломераты и песчаники обнажены на небольших ручьях, впадающих в р. Большую Сыню слева, в непосредственной близости от выходов визейских отложений (обн. 207, фиг. 22).

Параллельно основному разлому в южной части чешуи наблюдается еще два разлома. Наличие одного из них доказывается тектоническим контактом нижнефранских известняков с турнейскими или верхнефаменскими известняками (обн. 191, 192, фиг. 22). Другой разлом проходит восточнее и приводит к контакту верхнесилурийские и верхнедевонские отложения (обн. 196). Здесь известняки силура имеют падение на юго-запад 250° под углами 26, а на бе-

---

Фиг. 22. Схематическая геологическая карта западного склона гряды Чернышева в среднем течении р. Большой Сыни (в районе Нижних Ворот).

чевнике, примерно в 60–80 м к западу, выступают глинистые известняки среднефранского подъяруса верхнего девона, находящиеся в опрокинутом залегании и наклоненные на северо-восток 67° под углами до 62°. Скалы по левому берегу р. Большой Сыни (обн. 195) сложены доломитизированными известняками верхнефранского подъяруса, которые также находятся в опрокинутом залегании и падают на северо-восток 63° под углами 86°. В верхнедевонских известняках отчетливо наблюдаются поверхности скольжения с падением плоскости смесителя на северо-запад 338–340° под углами до 82°. По горизонтальным бороздам скольжения можно судить о правостороннем сдвигании слоев. Вдоль этой плоскости скольжения слои известняков изогнуты.

Центральная часть чешуи урочища Труба имеет сложное строение (фиг.22). В районе урочища Труба наблюдается не менее трех поперечных тектонических нарушений сдвигового характера. Самое южное из них устанавливается по смещению слоев нижнего карбона и верхнего девона (нижний конец обн. 207, обн. 209).

В скале Ошиня-Кырта на р. Большой Сыне (нижний конец обн. 207) верхнедевонские отложения, наклоненные на северо-восток 65–68° под углами 62–70° и находящиеся в опрокинутом залегании, надвинуты на верхнетурнейские отложения, слои которых падают на восток-северо-восток 83–85° под углами до 78–82°. По данным А.И. Елисеева, мощность турнейских отложений здесь неполная – частично срезаны нижнетурнейские отложения. По простиранию верхнедевонских отложений в невысокой скале, расположенной в лесу, в стороне от руспа, встречены известняки, содержащие, по определениям З.П. Михайловой, визейские фораминиферы.

В верхнем конце обн. 209 в зоне указанного разлома развита тектоническая брекчия мощностью до 6 м, в которой встречены преимущественно обломки девонских известняков. Размеры обломков колеблются от 0.5–1.0 см до 0.4–0.2 м. По этому нарушению контактируют верхнедевонские массивно-наслоенные доломитизированные известняки (падение слоев на северо-восток 78° под углом 75°) со светло-серыми скрытокристаллическими известняками, очевидно фаменского возраста. Слои последних в зоне нарушения плавно изогнуты: у полосы брекчий они имеют падение на северо-запад 318–320° под углами 68°; причем отчетливо наблюдается постепенное нарушение целостности в зоне брекчий: в 6 м ниже полосы брекчий слои аналогичных пород уже наклонены на юго-запад 268–270° под углом 70°, а еще в 10 м ниже по течению они вновь приобретают опрокинутое залегание и имеют падение на северо-восток 55° под углом 50° (фиг. 22). Судя по приведенным данным, величина горизонтального смещения по указанному нарушению может достигать, по самым скромным подсчетам, 50–70 м.

Наличие еще двух поперечных нарушений в ур. Труба устанавливается по структурным построениям. Одно из них фиксируется по смене алексинско-тульских отложений (нижний конец обн. 209) по простиранию михайловскими и веневскими (обн. 211). Второе выявляется по „утыканию" визейских отложений в верхнекаменноугольные (обн. 1276, фиг. 22). Помимо поперечных нарушений, в указанном районе прослеживается не менее двух субмеридиональных нарушений. Западное из них проходит вдоль руспа р. Большой Сыни и по нему тульско-алексинские отложения визейского яруса (обн. 209, нижний конец) надвинуты на стерлитамакские отложения (обн. 210, фиг. 22). По более восточному нарушению полого залегающие доломиты и доломитизированные известняки нижнего силура надвинуты на нижнефранские тонкоплитчатые глинистые известняки, находящиеся в опрокинутом залегании.

Севернее ур. Труба разлом, ограничивающий рассматриваемую тектоническую чешую, имеет субмеридиональное простирание, а в районе скалы Сгорыла-Кырта *плавно поворачивает на северо-северо-восток* (*фиг.* 1, 2, *см.* вкладки). Непосредственно за ур. Труба по этому разлому верхнекаменноугольно-нижнепермские отложения (обн. 1276), содержащие фузулиниды

Fusulinella pulchra Raus. et Bel., F. usvae (Dutk.), Rugosofusulina ex gr. prisca Ehrenb., Schubertella ex gr. sphaerica Sul. (определения З.П. Михайловой), надвинуты на породы верхней перми (обн. 216). В последних, в прослое известковистого песчаника, встречены раковины пелеципод, среди которых Г.П. Канев определил виды Microdontella subovata (Jones), M. elliptica (Khalfin), M. cf. tomiensis Pog., Antraconauta aff. wardiones Fed., указывающие, по его мнению, на принадлежность вмещающих отложений к татарскому ярусу. В свою очередь на верхнекаменноугольные отложения с востока надвинуты визейские известняки, которые находятся в опрокинутом залегании и падают на северо-восток 78–80° под углами 53–56° (обн. 212, фиг. 22).

У скалы Сгорыла-Кырта визейские известняки надвинуты непосредственно на татарские угленосные отложения. Последние на протяжении 270–300 м образуют систему пологих преднадвиговых складок (обн. 218).

В районе урочища Сгорыла-Кырта р. Большая Сыня резко поворачивает на северо-запад и врезается в терригенные толщи верхней перми и триаса, слагающие восточный борт Большесынинской ванны Предуральского краевого прогиба. Водораздельные пространства сильно заболочены севернее долины р. Большой Сыни до верховьев р. Изъяю. Отсутствие обнажений и сколько-нибудь отчетливых структурных линий на аэрофотоснимках не позволяют достаточно надежно охарактеризовать строение этого участка гряды.

В пределах указанной территории можно получить некоторое представление о строении восточного склона гряды по обнажениям в долине руч. Гердкыртаель, левого притока р. Косью. По этому ручью прослеживается крыло крупной антиклинальной складки с выходами нижнесилурийских отложений в ядре. Присводовая часть антиклинали, по-видимому, разорвана и надвинута на ее западное крыло. На восточном крыле антиклинали слои падают к востоку под углами до 65–70°, причем на отдельных участках наблюдается их сложная диспонированность, особенно характерная для среднедевонской толщи тонкоплитчатых глинистых известняков и мергелей, переслаивающихся с темно-серыми глинами.

На участке от руч. Гердкыртаель до р. Изъяю выдерживается субмеридиональное простирание структур гряды Чернышева. Судя по аэрофотоснимкам, здесь также возможны нарушения типа сбросо-сдвигов или взбросо-сдвигов, сопрягающихся на западу со взбросо-надвигами.

Достаточно полное представление о строении этой части гряды Чернышева можно получить на основании изучения разреза р. Изъяю.

в) Строение гряды Чернышева на широте р. Изъяю. На широте р. Изъяю гряда Чернышева по сравнению с ее южным окончанием имеет значительно большую ширину, достигающую 15–17 км. Взбросо-надвигом субмеридионального простирания гряда разделена здесь на две части – западную и восточную (фиг. 23; см. вкладку). Западная часть обнажена слабо, и ее строение можно изучать по единичных обнажениям, встреченным по долине р. Янью, а восточная часть охарактеризована довольно многочисленными обнажениями по склонам долины р. Изъяю.

Надвиг, ограничивающий гряду Чернышева с запада, установлен по скв. ДК-2 и ДК-3, пробуренным в 1956 г. (фиг. 17, е – вкладка). Скв. ДК-2, заданная в 1.2 км к востоку от ст. Янью, под четвертичными отложениями вскрыла толщу известняков с фауной брахиопод франского яруса: Atrypa bifurcata Mark., A. posturalica Mark., Camarotoechia aff. biferiformis Mark., Schizophoria oxica Schloth. (Ипатов, 1958 г.). Судя по керну скважин, известняки меняют свое падение от 20° на глубине 60–80 м до 65–70° на глубине 135 м. Скв. ДК-3, пробуренная в 2.7 км к западу от предыдущей, вскрыла толщу переслаивания зеленовато-серых полимиктовых песчаников, темно-серых алевролитов и аргиллитов, которая, по заключению Ф.И. Енцовой, относится к залазнинской свите (верхняя часть хейягин-

ской серии триаса). Слои ее падают полого, под углами, не превышающими 4–5°. Амплитуда указанного нарушения, судя по структурным построениям, превышает 2000 м.

Восточнее, в верховьях р. Янью, обнажены доломиты и доломитовые известняки нижнего силура, слагающие ядро Яньюской антиклинали. Западное крыло антиклинали крутое и, как было показано, оборвано крупноамплитудным разрывным нарушением. Восточное крыло антиклинали обнажено в верховьях р. Изъяю. В крайних западных выходах здесь встречены синевато-серые тонкоплитчатые глинистые известняки, из которых А.И. Першина, по нашим сборам, определила брахиоподы Plectorhynchonella roemeri (Dames), Cyrtospirifer comoides (Roem.), указывающие на позднефранский возраст вмещающих отложений.

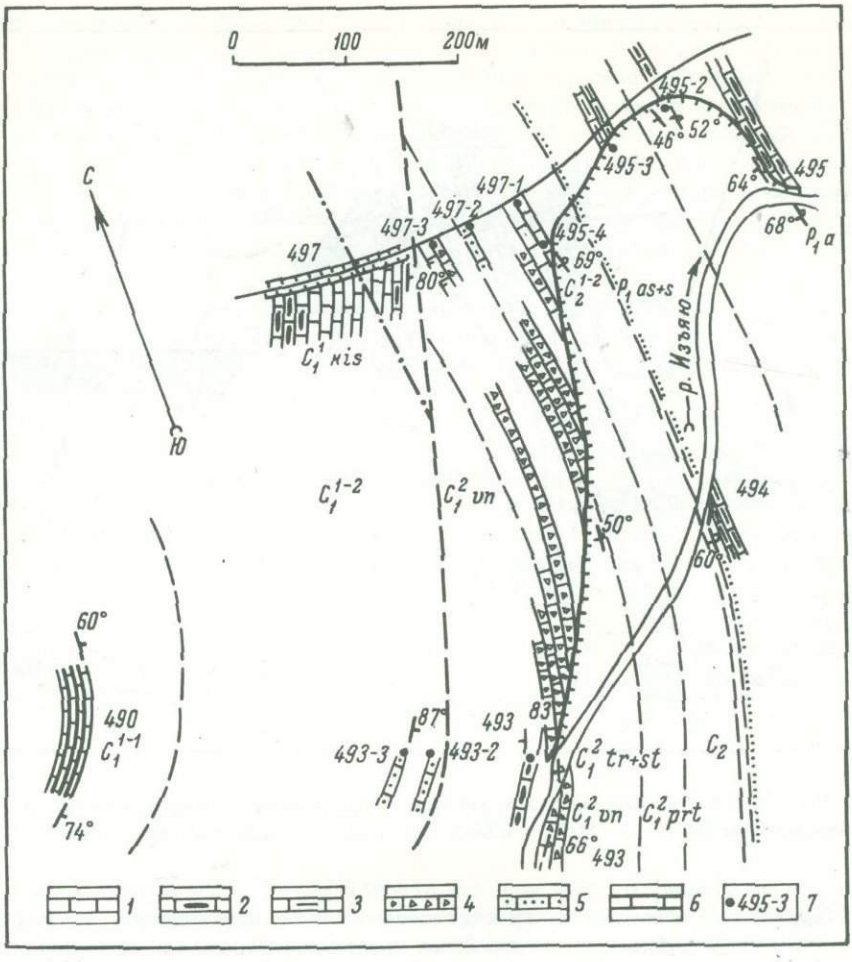
С востока на Яньюскую антиклиналь надвинут Изъяюский блок, осложненный в центральной части синклиналью. У надвига восточное крыло Яньюской антиклинали осложнено небольшой синклинальной складкой шириной около 0.3 км. Ядро складки сложено тульскими известняками, переполненными крупными брахиоподами, из которых Н.В. Капашниковым был определен Gigantoproductus mirus Frks. Восточное крыло синклинали (обн. 474) запрокинуто и интенсивно гофрировано, причем турнейские известняки в его пределах падают на восток – в сторону тектонического нарушения, под углами 61–86°. С востока на турнейские отложения надвинуты доломитовые брекчии нижнего силура, вскрытые в заброшенном карьере (обн. 475, фиг. 23). Слои доломитов падают на северо-восток 80° под углами до 75–80°.

Центральная часть Изъяюского блока осложнена крупной килевидной синклиналью с выходами визейских отложений в ее ядре. Ее строение можно наблюдать в районе известкового завода и заброшенных известняковых карьеров. Карьеры были заложены на западном и восточном крыльях синклинали с целью добычи чистых известняков веневского горизонта.

На западном крыле этой синклинали известняки визейского яруса поставлены „на голову" и интенсивно гофрированы. Восточное крыло синклинали сравнительно пологое – до 42–50°. Синклиналь на востоке плавно сопряжена с брахиформной Изъяюской антиклиналью, ядро которой сложено темно-серыми тонкоплитчатыми известняками с прослоями черных кремней и листоватых аргиллитов, содержащими брахиоподы малевско-упинского возраста (обн. 488-490, фиг. 23, см. вкладку). Плавный широкий свод антиклинали круто переходит в восточное крыло, где слои интенсивно гофрированы и падают на юго-восток под углами до 75–80°; причем смена пологого залегания слоев на крутое происходит на очень коротком расстоянии.

Восточное крыло Изъяюской брахиформной антиклинали оборвано крупным нарушением, по которому турнейские известняки надвинуты на восток, на визейские отложения. В восточной части выемки железнодорожного полотна (обн. 497, фиг. 24) из тонкоплитчатых известняков с желваками кремня В.А. Чермных по нашим сборам определил фораминиферы Tournayella ex gr. gigantea Lip., T. gigantea var. minoris Lip., T. discoidea Dain f. maxima Lip., Uvatournayella aff. pluvialis Gan., Latiendothyra kosvensis (Lip.), L. aff. quaesita Gan., Plectogyra ex gr. costifera Lip., Earlandia elegans Raus. et Reitl., Glomospirella irregularis (Moell), Chernyschinella glomiformis Lip. f. maxima, указывающие на кизеловский возраст вмещающих отложений. В 110 м восточнее, на левом склоне долины р. Изъяю (т. 495–4, фиг. 24), из толстоплитчатых светло-серых известняков З.П. Михайлова по нашим сборам определила фораминиферы верхнебашкирского возраста: Profusulinella ex gr. prisca (Depraț.), Profusulinella sp., Ozawainella sp., Pseudostaffella sp. и водоросли Donezella.

В указанный промежуток невозможно уложить толщу отложений, имеющих мощность около 900 м. Следовательно, амплитуда взбросо-надвига со-



Фиг. 24. Схема геологического строения восточного крыла Изъяюской антиклинали (по глазомерной съемке автора).

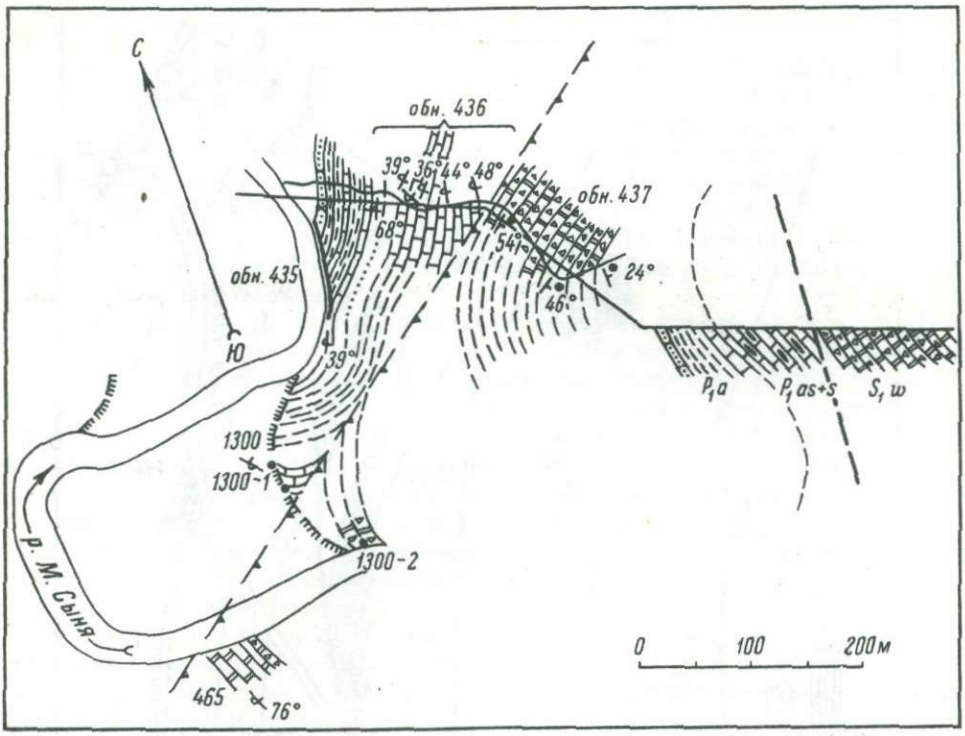
1 – известняки; 2 – известняки с желваками кремней; 3 – глинистые известняки; 4 – известняковые брекчии; 5 – известняковые песчаники; 6 – переслаивание тонкоплитчатых известняков и кремней; 7 – пункты отбора образцов и замеров элементов залегания слоев.

ставляет не менее 800 м. В зоне нарушения визейские, башкирские и нижнепермские отложения запрокинуты к западу под углами 64–89°.

Южнее по этому нарушению контактируют отложения веневского горизонта (обн. 493) и турнейские известняки (т. 493–2, 3, фиг. 24).

В целом гряда Черньшева на широте р. Изъяю уже имеет отчетливо выраженное клиновидное строение: на западе она надвинута на структуры Большесынинской ванны, а на востоке – на запрокинутый западный борт Косью-Роговской ванны (фиг. 17, е – вкладка).

Частично охарактеризованная выше Яньюская антиклиналь прослеживается далее к северу до среднего течения р. Малой Сыни, где она надвинута на южную периклиналь Еджидью-Заостренской антиклинали. Указанные структуры



Фиг. 25. Тектонический контакт между отложениями нижнего силура и нижней перми на р. Малая Сыня (по глазомерной съемке автора).

контактируют по косому разлому северо-восточного простирания, являющемуся, по-видимому, взбросо-сдвигом. Зона нарушения обнажена достаточно хорошо и сравнительно легко поддается расшифровке. Здесь, в верхнем конце небольшой петли р. Малой Сыни, обнажены **нижнесилурийские** доломиты и доломитовые известняки, переслаивающиеся с доломитовыми брекчиями (обн. 465, фиг. 25). Слои интенсивно гофрированы и падают к востоку под углами 54-76°. В *нижнем по течению конце петли, в устье небольшого ручейка* (*обн.* 435) обнажена терригенно-карбонатная толща с большим количеством брахиопод *артинского возраста.*

Между обнажениями нижнесилурийских и артинских пород встречен выход светло-серых, желтоватых известняков (обн. 1300, фиг. 25) с фораминиферами, указывающими на ассельский возраст вмещающих отложений.

Севернее зону разлома пересекает небольшой ручей - правый приток р. Малой Сыни. В его нижнем течении, в 75-80 м от устья, прослеживаются нижнеартинские известняки, аналогичные описанным в обн. 435. Выше по течению встречаются скальные выходы светлых желтовато-серых известняков с желваками светло-коричневых кремней. Аналогичные породы прослеживаются в виде отдельных невысоких скальных выходов на протяжении 70-80 м. З.П. Михайлова из этих известняков определила следующий комплекс фораминифер: Fusulinella pulchra Raus. et Bel., F. ex gr. pulchra var. mesopachis Raus. et Bel., Triticites parvulus Schellw., Schwagerina sp., Pseudoschwagerina sp., Schubertella sphaerica Sul., Sch. paramelonica Sul., Sch. ex gr. paramelonica Sul., Sch. paramelonica var. *minor* Sul., Climacammina gigas Sul., *указывающий, по ее*

мнению, на ассельский возраст вмещающих отложений. Известняки ассельского яруса находятся в опрокинутом залегании и наклонены на восток-юго-восток под углами 36-48°. В 15-20 м от их последних выходов выступают гпыбы желтовато-серых допомитовых брекчий, а еще в 10 м выше по течению, по правому берегу ручья имеется коренной выход допомитовых брекчий венпокского яруса, падающих на юго-восток под углами до 54°. Амплитуда разпома, таким образом, превышает 1500 м. В зоне разпома известняки ассельского яруса сильно брекчированы, а силурийские отложения - гофрированы и разбиты мелкими нарушениями с падением плоскости сместитепя на восток под углами до 68°.

На восточное крыло Яньюской антиклинали надвинута Кыньбэжъюская моноклиналь. Возможно, эти две структуры представляли собой единую антиклинальную складку, которая в осевой части разорвана крупноамплитудным тектоническим нарушением.

Подводя итоги анализу морфологии структур южной части гряды Чернышева, в первую очередь следует отметить отчетливо выраженное чешуйчатонадвиговое ее строение. На участке, непосредственно примыкающем к Саблинско-Лаптопайской структуре, наблюдается однообразное надвигание тектонических чешуй с востока на запад. Сильно сжатые и разбитые многочисленными тектоническими нарушениями складки, как правило, испытывают отчетливо выраженную западную вергентность. Однако севернее, в районе долины р. Изъяю, гряда Чернышева имеет уже клиновидное строение в разрезе с равномерным надвиганием антиклиналей, расположенных по краям гряды, на запад, в сторону Большесынинской ванны, и на восток - на структуры Косью-Роговской ванны Предуральского краевого прогиба.

2. СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

Для северной части гряды характерны, как было отмечено выше, два кулисообразно расположенных блока, обпадающих сложным чешуйчатым строением. В центральных частях каждого из них прослеживаются синклинали, к которым приурочены угольные месторождения. По названиям этих месторождений южный блок мы именуем Шарью-Заостренским, а северный - Тальбейским. Зона сочленения этих двух блоков, к которой приурочена долина р. Усы, характеризуется исключительно сложным строением.

а) Шарью-Заостренский чешуйчатый блок. Этот блок протягивается от верхнего течения р. Малой Сыни на юге до р. Усы - на севере. Он ограничен с запада и востока крупноамплитудными разрывными нарушениями - взбросо-надвигами или надвигами. По краям блока расположены антиклинальные структуры: Еджидью-Заостренская - на западе и Неченская - на востоке. Их осевые плоскости наклонены в сторону разломов, ограничивающих гряду на этом участке. В центральной части блока расположена сложно построенная Шарью-Заостренская синклиналь.

В пределах рассматриваемого блока слои плавно изгибаются и меняют свое простирание с субмеридионального на юге на северо-восточное на севере. Этот изгиб слоев достаточно отчетливо наблюдается на аэрофотоснимках. В южной части блока наблюдаются структуры более высокого порядка, характеризующиеся северо-восточной ориентировкой осей. Такой, например, является Сарьюгинская антиклиналь.

Шарью-Заостренская синклиналь протягивается с юга на север более чем на 70 км, при максимальной ширине до 10-12 км на юге. В центральной части блока ось синклинали испытывает небольшое воздымание и в верховьях руч. Дурного, правого притока р. Шарью, ее ширина не превышает 3 км. Далее к северу она снова несколько расширяется. По выходам отложений ниж-

него триаса в ее пределах отчетливо вырисовываются две самостоятельные брахиформные синклинали: Заостренская – на севере и Шарьюская – на юге, причем последняя имеет более значительные размеры. В плане Шарью-Заостренская синклиналь образует ряд плавных изгибов, имея общую северо-восточную ориентировку. В целом она характеризуется резко асимметричным строением (фиг. 17, д – вкладка). Ее крутое западное крыло в южной части характеризуется углами наклона слоев до 65–80°, тогда как на ее восточном крыле эти углы не превышают 25–30°. Северная, Заостренская брахисинклиналь отличается более пологими крыльями: северо-западное крыло имеет углы падения 45–55°, а юго-восточное – 18–25°.

В 1959–1961 гг. в пределах Шарью-Заостренской синклинали были проведены буровые работы с целью поисков площадей, благоприятных для открытой добычи угля (Богданович, Данилов, 1965). Материалы этих работ позволяют проанализировать ее строение в нескольких сечениях.

Центральная часть синклинали (северная центриклиналь Шарьюской брахисинклинали) вскрыта скважинами 1-й разведочной линии (скв. 1022–1028). Западное крыло синклинали, плавно сопрягающееся здесь с восточным крылом Шарьюской антиклинали, имеет сравнительно крутые углы наклона слоев, достигающие 40–55° в пермских и 70–80° в каменноугольных и девонских отложениях (фиг. 17, см. вкладку). Пологое юго-восточное крыло синклинали разорвано взбросо-надвигом, по которому в соприкосновение приведены верхнепермские угленосные отложения и визейские известняки.

Южнее это нарушение удается наблюдать по руч. Лесному, правому притоку р. Шарью. Здесь, в надвинутой части на поверхности выступают светло-серые массивнослоистые водорослевые известняки (обн. 729–793) с многочисленными водорослями Ungdarella uralica Masl., Donezella, Beresella и фораминиферами. Pseudoendothyra antiqua Dutk., P. paracompressa Saf., Eostaffella postmosquensis Kir., Archaediscus baschkiricus Krest. et Theod. По заключению З. П. Михайловой, указанный комплекс характерен для верхней части башкирского яруса. В 250 м ниже по течению от этих выходов известняков, в обрывистом правом берегу руч. Лесного обнаружены выходы нижнетриасовых отложений. Следовательно, минимальная амплитуда указанного взбросо-надвига приблизительно равна 1600–1800 м.

Заостренская брахисинклиналь, в отличие от Шарьюской, имеет ненарушенное пологое юго-восточное крыло (25–30°) и крутое северо-западное, осложненное сбросом. По сбросу нижнетриасовые отложения краевой части синклинали (скв. 1031) контактируют с нижнепермскими известняками. Севернее, в долине р. Заостренной, наличие этого нарушения подтверждается значительным сокращением нижнепермских отложений.

На центриклинальных окончаниях Шарью-Заостренской синклинали наблюдаются разрывные нарушения и складки более высокого порядка. Южная центриклиналь осложнена косо ориентированным разрывным нарушением, ограничивающим с северо-запада сложно построенную Сарьюгинскую антиклиналь. По этому нарушению на р. Еджидью светло-серые и коричневатые массивнослоистые известняки с брахиоподами верхов визейского яруса контактируют с породами нижнего триаса. Наличие этого разлома подтверждается тем, что развитые в верховьях р. Шарью нижнекаменноугольные отложения, характеризующиеся запрокинутым к западу падением слоев, по простиранию упираются в нижнесилурийские отложения, выходы которых встречены в верховьях р. Большой Сарьюги. В этих обнажениях отложения нижнего силура падают к юго-востоку под углами 45–53°.

Северная центриклиналь Шарью-Заостренской синклинали намечается в верховьях р. Большого Адака, где наряду с большим количеством разрывных нарушений наблюдается ряд складок более высокого порядка.

Сарьюгинская антиклиналь в присводовой части разорвана, и ее юго-восточное крыло по взбросо-сдвигу контактирует с южной центриклиналью Шарью-Заостренской синклинали и сопряженной с ней Неченской антиклиналью.

Наиболее древние отложения, выступающие в ядре Сарьюгинской антиклинали, известны на р. Большой Сарьюге (обн. 566-567, фиг. 26, см. вкладку) и представлены доломитами и доломитизированными известняками адакского горизонта лландоверн, наклоненными к востоку-юго-востоку под углами 52-55°. Эти элементы залегания выдерживаются до устья руч. Правой Сарьюги, где развиты уже нижнефранские отложения, представленные темно-серыми глинистыми мелкокристаллическими известняками, мергелями и глинами с брахиоподами кыновского горизонта (Першина, 1962). Эти отложения имеют уже сравнительно пологие (до 25-27°) углы наклона, хотя еще в 200-250 м по течению доломиты верхнего силура имели падение на юго-восток под углами 45-46°. Далее к востоку наблюдается синклинальная складка, раскрывающаяся к югу, и осложняющая строение юго-восточного крыла Сарьюгинской антиклинали. В ядре синклинали глинистые известняки, мергели и аргиллиты интенсивно перемяты и собраны в гребневидные складки шириной до 2-3 м с крутым падением шарниров на юго-юго-восток под углами до 46° (фиг. 26, см. вкладку). По облику эти складки похожи на складки волочения, описанные выше на р. Большой Сыне. Крутизна шарниров позволяет отнести их к горизонтальным складкам, образовавшимся в результате изгиба в горизонтальном направлении (Буртман, 1968). В данном случае они могли возникнуть при горизонтальном движении блоков вдоль описанного выше косого разлома северо-восточного направления.

Восточное крыло Сарьюгинской антиклинали осложнено разрывным нарушением - взбросом или взбросо-надвигом, наличие которого подчеркивается сдваиванием разреза турнейских отложений. Амплитуда взбросо-надвига достигает 200-250 м. В ее строении принимают участие каменноугольные и нижнепермские отложения - светло-серые известняки, имеющие сравнительно крутое (до 60-90°) юго-восточное падение (фиг. 26, см. вкладку).

Южная периклиналь Сарьюгинской антиклинали обнажена в верховьях рр. Еджидъю и Правой Сарьюги. В центральной части она осложнена синклинальным перегибом, который делит ее на две небольшие антиклинали. Западная антиклиналь шириной до 3 км имеет почти симметричное строение - с падением западного крыла на юго-запад под углами 54-68° и восточного - на юго-восток под углами 54°. В ядре синклинального перегиба слоев обнажены средне- и верхнекаменноугольные серые и светло-серые известняки. Восточная антиклиналь обнажена неполно.

Неченская антиклиналь, расположенная к востоку от Шарью-Заостренской синклинали, наиболее полно представлена в верховьях р. Нечавож, где обнажены оба ее крыла. Ее западное крыло прослежено от истоков р. Нечи до верховьев р. Поварницы. В истоках р. Нечи по структурным линиям на аэрофотоснимках и по замерам элементов залегания устанавливается северо-северо-восточное простирание девонских и силурийских отложений, падающих на запад под углами 42-80° (наиболее крутыми в отложениях силура). Восточное крыло антиклинали разорвано крупным тектоническим нарушением. По его плоскости в соприкосновение приведены силурийские (лландоверийские) и каменноугольные отложения. Каменноугольные известняки находятся в опрокинутом залегании и наклонены на запад-северо-запад под углами 51°. Амплитуда указанного нарушения заведомо превышает 2 км. Севернее, между истоками р. Нечавож и верхним течением р. Заостренной, судя по аэрофотоснимкам, силурийские и девонские известняки, слагающие западное крыло Неченской антиклинали, образуют плавный изгиб к западу. В верховьях р. Заостренной западное крыло антиклинали поворачивает в субширотном направлении: верхнедевонские и каменноугольные отложения падают к северо-северо-востоку под углами 20-40° (наиболее крутыми в отложениях девона). Севернее,

в верховьях руч. Медвежьего, правого притока р. Заостренной, западное крыло антиклинали вновь принимает северо-восточную ориентировку, которая выдерживается до руч. Поварницы. На востоке Неченская антиклиналь оборвана крупноамплитудным тектоническим нарушением – взбросо-надвигом, по которому силурийские отложения надвинуты на каменноугольные (рр. Неча, Нечавож). В свою очередь каменноугольные отложения, образующие узкую тектоническую пластину шириной не более 1 км, надвинуты на верхнепермские отложения западной части Косью-Роговской ванны Предуральского краевого прогиба. Наличие этого нарушения установлено бурением на Инта-Неченском профиле в верховьях р. Нечавож. Здесь обнажены верхневизейские отложения (Елисеев, 1963), а скв. 1007 вскрыла брекчию каменноугольных известняков в непосредственной близости от скважин, вскрывших угленосные отложения верхней перми (скв. 1009). Южнее это нарушение, по-видимому, затухает. Уже в верховьях р. Нечи его амплитуда уменьшается. Здесь, по данным Н.А. Шурекова, в близко расположенных коренных выходах, находящихся на расстоянии не более 100 м друг от друга вкрест простирания, обнажены сакмарские и кунгурские отложения. Следовательно, амплитуда нарушения здесь не превышает 500-700 м, тогда как на р. Нечавож она оставляла 1500-2000 м.

В верховьях рр. Неча и Нечавож Неченская антиклиналь осложнена двумя косыми разрывными нарушениями, которые, очевидно, являются правосторонними сдвигами. Южный сдвиг кулисообразно подставляет с северо-востока взбросо-сдвиг, по которому Сарьюгинская антиклиналь надвинута на южную центриклиналь Шарью-Заостренской синклинали. Северный сдвиг проходит в верховьях р. Нечавож. Его наличие подтверждается тем, что отложения нижнего силура, обнаженные в верховьях р. Неча, по простиранию упираются в верхневизейские отложения, развитые на р. Нечавож. На аэрофотоснимках простирание силурийских пород подчеркивается серией параллельных структурных линий северо-восточного направления, а линия сдвига очень хорошо трассируется на правобережье р. Нечавож.

Таким образом, Неченская антиклиналь, как, впрочем, и все антиклинальные структуры гряды Чернышева, в основном представлены лишь одним, в данном случае западным, крылом. В присводовой части она разорвана, и по тектоническому нарушению западное крыло антиклинали надвинуто на глубоко погруженное восточное крыло. От восточного крыла сохранился лишь фрагмент в виде узкой тектонической пластины, сложенной запрокинутыми к востоку каменноугольными отложениями. Вполне возможно допустить, что подобные структуры могли развиваться как тектонические пласты, надвинутые друг на друга (складко-сдвиги, по Э. Огу).

Еджидъю-Заостренская антиклиналь, расположенная западнее Шарью-Заостренской синклинали, представлена в основном лишь своим юго-восточным крылом. С запада она оборвана крупноамплитудным пологим надвигом. Ее южная периклиналь прослеживается в бассейне р. Щебенью – левом притоке р. Малой Сыни, где ядро антиклинали сложено известняками верхнего девона, а на западном крутом (56-80°) ее крыле обнажены нижне- и среднекаменноугольные известняки. Восточное крыло антиклинали более пологое, с углами падения слоев 22-30°. Восточнее, в известняках башкирского яруса, углы падения увеличиваются до 56°. На широте р. Еджидъю в западной части антиклинали обнажены доломиты нижнего силура, которые на меридиональном отрезке р. Еджидъю имеют крутое (70-80°) восточное падение, сменяющееся западнее пологим (6-14°) северо-восточным. Характерно, что при крутом падении они обладают широким площадным распространением, которое не может быть объяснено их большой мощностью. Известная мощность отложений нижнего силура на гряде Чернышева не превышает 1200 м (Першина, 1962) и поэтому следует предположить наличие здесь вторичной складчатости, осложняющей присводовую часть Еджидъю-Заостренской антиклинали.

В 500 м к западу от последнего обнажения доломитовых брекчий венлокского яруса, полого (10–12°) наклоненных к северо-востоку, в основании берегового склона р. Еджидью обнаружены зеленовато-серые с красноватым оттенком песчаники с прослоями темно-вишневых глин, имеющие, по-видимому, раннетриасовый возраст, а в 2,5 км к западу от последних выходов отложений силура скв. КРТ-13 вскрыла полого залегающие верхнетриасовые отложения. Приведенные данные говорят о том, что силурийские отложения надвинуты на триасовые, причем плоскость тектонического нарушения полого наклонена к востоку. Наличие этого надвига было доказано в 1968–1969 гг. сейсморазведочными работами. Восточные концы ряда сейсмических профилей захватили западный склон гряды Чернышева и показали, что под карбонатными отложениями силура имеются отражающие площадки, уверенно коррелирующиеся с горизонтами, выделяемыми в терригенной толще верхней перми Большесынинской ванны Предуральского краевого прогиба. По данным сейсморазведки удается установить падение плоскости надвига, которое, в районе р. Щебенью едва ли превышает 12–20° (фиг. 17, см. вкладку).

Севернее, в верховьях р. Таблекаю, простирание Еджидью-Заостренской антиклинали плавно меняется с субмеридионального на северо-восточное, которое выдерживается до р. Заостренной.

На р. Таблекаю, как и по р. Еджидью, обнажено лишь восточное крыло антиклинали с крутым восточным падением слоев, которое к западу постепенно выполаживается. В верховьях р. Таблекаю отложения карбона, девона и верхнего силура падают к востоку-юго-востоку под углами 70–80°, а в среднем течении этой реки, после значительного необнаженного промежутка, отложения силура наклонены под углами, не превышающими 20–40°. Здесь, как и на р. Еджидью, они прослеживаются на значительной площади, что, вероятно, обусловлено складчатостью более высокого порядка.

На участке между верховьями руч. Грубевис и р. Шарью восточное крыло Еджидью-Заостренской антиклинали осложнено асимметричной Грубевисской синклиналью, южная центриклиналь которой находится в верховьях одного из правых притоков р. Таблекаю, а северная – в долине р. Шарью. На аэрофотоснимках виден плавный изгиб слоев западного крыла синклинали, осложненного разломом северо-западного простирания. В центральной части Грубевисская синклиналь несколько пережата и ее ширина едва ли превышает 0,5–1 км.

На востоке Грубевисская синклиналь сопряжена с крутой Шарьюской антиклиналью, в ядре которой обнажены породы нижнего силура. Строение ее удается наблюдать в районе Нижних Ворот р. Шарью (фиг. 17, г – вкладка, обн. 847–853). Антиклиналь почти изометричная с падением слоев на восточном и западном крыльях до 80–84°. Ширина ее по выходам силурийских отложений не превышает 1,4 км.

Характеризуя строение Шарью-Заостренского блока в целом, следует отметить в первую очередь его отчетливое чешуйчатое строение в плане. Наряду с продольными разрывными нарушениями, осложняющими присводовые части антиклиналей, обрамляющих Шарью-Заостренскую синклиналь, здесь широким развитием пользуются косые разрывные нарушения, по которым происходили в основном горизонтальные перемещения блоков. В разрезе Шарью-Заостренский блок имеет отчетливо выраженное клиновидное строение, характеризующееся смещением антиклинальных структур по пологим надвигам на структуры Большесынинской ванны, с одной стороны, и Косью-Роговской ванны – с другой (фиг. 17, г, д – вкладка). Клиновидное строение Шарью-Заостренского блока было подтверждено в 1970 г. сейсморазведочными работами: два сейсмических профиля пересекли гряду в среднем течении р. Шарью с северо-запада на юго-восток.

б) Тальбейский чешуйчатый блок. Он находится в среднем течении р. Адзьвы. В его пределах выделяется крупная Тальбейская синклиналь, рас-

положенная в его центральной части и обрамленная антиклинальными структурами – Исакъюской на западе и Нэпынявожской на востоке. Широкая петля р. Адзьвы заходит на гряду Чернышева, прорезая Тальбейскую синклиналь – центральную структуру рассматриваемого блока.

Геофизическими исследованиями, проведенными в северной части гряды Чернышева в 1955–1958 гг., установлено, что здесь она не ограничивается видимой шириной. К западу от Тальбейской синклинали выявлена антиклинальная структура с выходами в ее ядре карбонатных отложений. Эта структура, по предложению И.И. Боровкова, названа Исакъюским антиклинальным поднятием.

Исакъюское антиклинальное поднятие выявлено при проведении электроразведочных и гравиметрических работ и впоследствии подтверждено бурением. К сожалению, чрезвычайно плохая обнаженность не позволяет дать его полную характеристику. По геофизическим данным, его шарнир ундулирует, что подтверждается повышением и понижением значений аномалий силы тяжести вдоль оси поднятия. Западный его склон осложнен разрывом, которому, вероятно, отвечает повышенный градиент силы тяжести. По этому разлому Исакъюское горстообразное поднятие контактирует со Средне-Адзьвинской синклиналью, которая рассматривается ниже, при описании Усино-Кушшорского антиклинального поднятия.

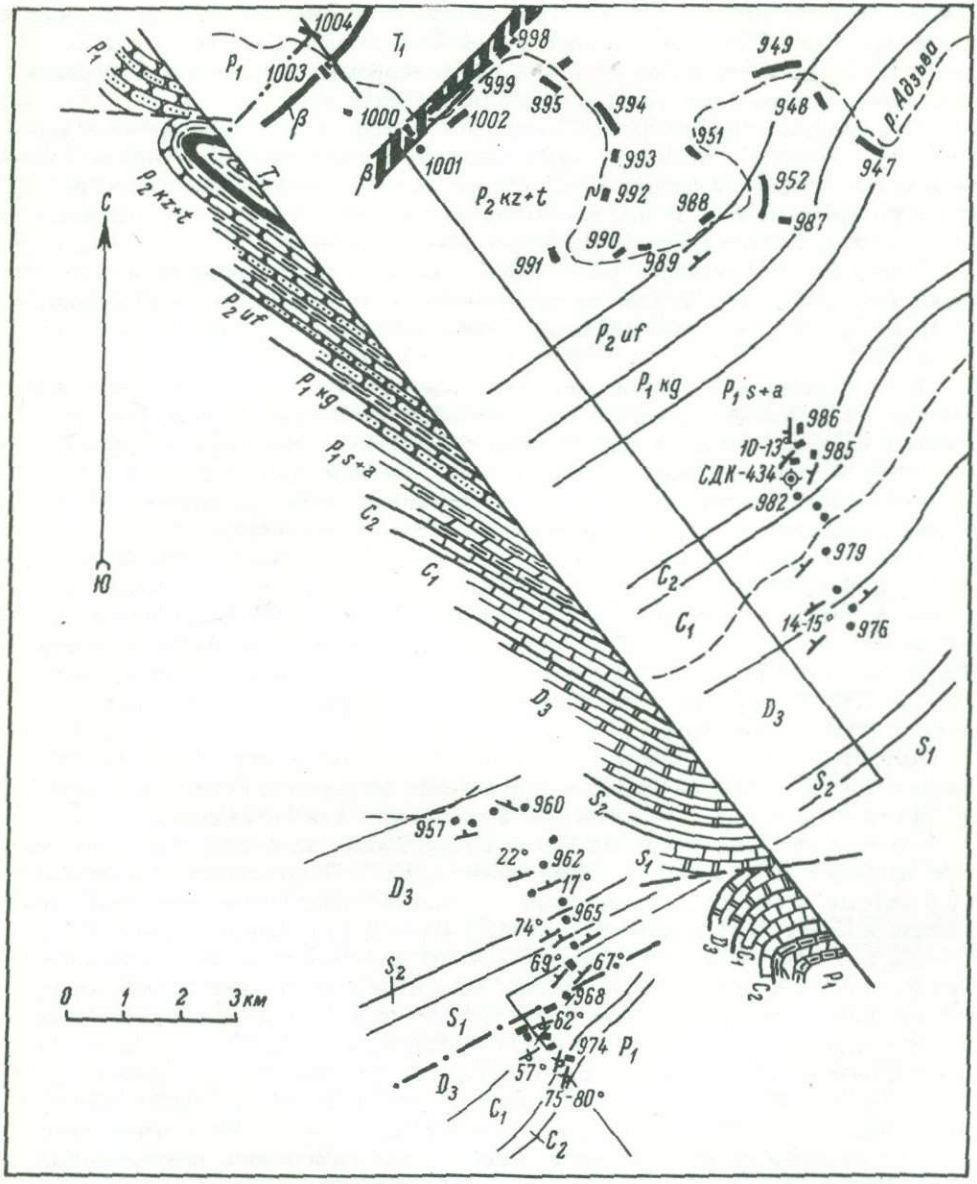
В пределах Исакъюского горстообразного поднятия, вытянутого по краю Тальбейского блока, обнажения известны лишь в его южной части, на Фомаюской антиклинали. Последняя является крупной изоклинальной складкой, опрокинутой к востоку. Ее ширина в обнаженной части достигает 3 км. Крылья антиклинали сложены доломитами и доломитовыми известняками пудловского яруса, а в ее ядре выступают доломиты вендокского и пландоверийского ярусов. Западное крыло антиклинали крутое (до 66–72°), причем местами тонкоплитчатые разности пород здесь интенсивно гофрированы с образованием мелких складок волочения.

Ядро антиклинали обнажено на р. Левом Фомаю (обн. 1031). Здесь отмечается пологое (до 20°) северо-западное падение желтовато-серых доломитов с прослоями синеватых кремней, имеющих, по-видимому, пландоверийский возраст. В 10 м к востоку от выходов доломитов, после задернованного интервала, выступают доломитизированные известняки, находящиеся уже в опрокинутом залегании и наклоненные на северо-запад 306° под углом 62°.

Восточное крыло Фомаюской антиклинали запрокинуто, причем в его пределах слои падают на северо-запад под углами 72–88°. Опрокинутый характер залегания слоев определяется по ориентировке складок волочения, являющихся хорошими индикаторами положения слоя (Ажгирей, 1966; Хиллс, 1967; Казанин, 1968, и др.). Породы на восточном крыле интенсивно гофрированы и разбиты многочисленными мелкими разрывными нарушениями – взбросами и взбросо-надвигами. Они отмечены в непосредственной близости от крупного надвига, по которому Фомаюская антиклиналь надвинута на западное крыло Тальбейской синклинали (восточный конец обн. 1033, фиг. 1, 2, см вкладки).

Тальбейская синклиналь получила свое название по горе Тальбей, расположенной в среднем течении р. Адзьвы и сложенной базальтами позднепермско-раннетриасового возраста (обн. 999–1000, фиг. 27).

В связи с развернувшимися в ее пределах поисковыми работами на уголь она изучена достаточно хорошо. Исследования были начаты здесь еще в 1929 г. работами экспедиции, руководимой А.А. Черновым (А. Чернов, 1932). В 1956–1958 гг. на ее территории В.Я. Васипенко, К.К. Волпосовичем, С.А. Князевым, М.А. Мальцевым и другими геологами была проведена среднемасштабная геологическая съемка. В 1954–1960 гг. в районе Тальбейского угольного месторождения проводились магнитометрические и гравиметрические работы, а поисково-разведочные работы были возобновлены в 1963–1965 гг.



Фиг. 27. Строение Тальбейской синклинали на широте горы Тальбей-руч. Нелынявож.

По выходам на поверхность верхнепермских угленосных отложений Тальбейская синклиналь протягивается в северо-восточном направлении на 50 км при ширине 15–18 км, причем максимальной ширины она достигает на широте горы Тальбей. На картах изоаномал силы тяжести она отличается относительным минимумом.

Северо-восточная центриклиналь этой синклинали расположена в районе р. Лек-Нядейты, где она фиксируется выходами визейских отложений. Для нее

характерно крутое (до 52°) северо-западное и сравнительно пологое (29–40°) юго-восточное крылья. Переход от юго-восточного падения слоев на северо-западное происходит очень резко. Так, веневские отложения, образующие каньон в русле ручья (обн. 920), имеют северо-северо-западное простирание, причем слои стоят „на головах" и несколько запрокинуты к востоку. Вероятно, северо-восточная центриклиналь осложнена разломом.

Юго-западная центриклиналь Тальбейской синклинали расположена в междуречье рр. Харуты и Фомаю – левых притоков р. Адзьвы. На р. Харуте плавдоверийские отложения плавно меняют простирание с северо-восточного на западо-северо-западное. В них наблюдаются мелкие складки, флексурообразные перегибы, местами мелкие дизъюнктивные нарушения.

Тальбейская синклиналь резко асимметрична – ее северо-западное крыло опрокинуто: слои круто падают на северо-запад под углами до 60–85°. Восточное крыло пологое – отложения перми здесь наклонены на северо-запад под углами 12–20°.

Ядро Тальбейской синклинали, сложенное нижнетриасовыми отложениями, обнажено на р. Адзьве, в районе горы Тальбей, и частично р. Исакъю, где известны выходы базальтов, залегающие в основании триасовых отложений. По данным магнитометрических исследований, выходы триасовых отложений прослеживаются в северо-восточном направлении до устья р. Нерую, где отчетливо наблюдается центриклинальное замыкание синклинали.

Западное крыло синклинали было прослежено по р. Адзьве и в нижнем течении р. Левого Фомаю. На р. Адзьве (обн. 1003, фиг. 27) обнажены опрокинутые к западу нижнетриасовые отложения и базальты (слои падают к северо-западу под углами 70–80°). На запрокинутое крыло Тальбейской синклинали надвинуты структуры Исакъюского поднятия. По этому надвигу с амплитудой до 1000 м западнее горы Тальбей контактируют отложения нижнего триаса и породы кунгурского яруса.

Амплитуда этого надвига значительно возрастает к югу. На р. Левом Фомаю в 250 м восточнее выходов силурийских отложений, слагающих восточное опрокинутое крыло рассмотренной выше Фомаюской антиклинали, нами был встречен ранее неизвестный выход водорослевых известняков нижнепермского возраста (обн. 1034). Из этих известняков З. П. Михайлова определила вид Fusiella granum-orizae Dutk., указывающий, по ее мнению, на ассельский возраст вмещающих отложений. Учитывая эти данные, амплитуда надвига на р. Левом Фомаю не менее 1500–1700 м. Юго-восточное крыло Тальбейской синклинали отличается пологим залеганием. В средней части синклинали оно обнажено на р. Адзьве, к востоку от горы Тальбей (обн. 948–1001) и на руч. Большом Нэлыняшор (обн. 976–986, фиг. 27). Здесь отложения перми и карбона полого падают к северо-западу под углами 12–25°. Южнее сохраняется пологое залегание слоев, а к северу от широты горы Тальбей оно резко сменяется на более крутое (до 45–50°). В связи с этим в плане происходит сигмоидальный изгиб юго-восточного крыла синклинали, приуроченный к линии северо-западного простирания, вдоль которой в нижнем течении руч. Пымвашор расположены термальные источники.

Нэлынявожская антиклиналь, плавно сопряженная с Тальбейской синклиналью на западе, представлена в основном одним западным крылом. В присводовой части она разорвана крупным тектоническим нарушением, по которому западное крыло антиклинали надвинуто на ее погруженное восточное крыло. Строение северо-западного крыла антиклинали можно проследить по руч. Скалистому – левому притоку р. Харута, Войсавожу, Встречному и Нэлынявожу, а также по руч. Пымвашору и Изрузьшору. Опущенное восточное крыло антиклинали обнажено лишь по руч. Нэлынявожу.

Западное крыло Нэлынявожской антиклинали в южной части обладает сравнительно пологим залеганием слоев (фиг. 17 – вкладка 27), углы наклона которых не превышают 25–30°. К северу от руч. Ельникшора – левого при-

тока р. Адзьвы, на руч. Изрузьшор, отложения нижнего карбона и верхнего девона, слагающие западное крыло антиклинали, наклонены более круто, под углами до 50–66°, но к востоку слои выполаживаются и в отложениях нижнего силура углы наклона равны 30–40°. На руч. Изрузьшор, по-видимому, обнажена приводовая часть антиклинали, в пределах которой углы падения лландоверийских отложений равны всего лишь 19–22°.

Надвиг, осложняющий приводовую часть Нэлынявожской антиклинали, наиболее отчетливо фиксируется на руч. Нэлынявож. Здесь по разрывному нарушению известняки нижнего силура с фауной брахиопод Pentamerus cf. oblongus Sow. (обн. 967) контактируют с мендымскими слоями франского яруса (обн. 969–970). Задернованный участок между указанными обнажениями не превышает 250–300 м и в его пределах даже при крутых (до 70–80°) углах наклона слоев нельзя уложить толщу пород мощностью 600–700 м, охватывающую большую часть венлокского яруса, пудловский ярус и низы франского яруса. Опущенное восточное крыло Нэлынявожской антиклинали опрокинуто к востоку.

К востоку от зоны разлома, в тонкоплитчатых известняках фаменского яруса наблюдается мелкая складчатость, характеризующаяся крутыми шарнирами антиклиналей и синклиналей. По морфологии эти складки аналогичны описанным выше горизонтальным складкам и, по-видимому, являются складками волочения, вызванными горизонтальным движением по разлому, оперяющему основной разлом.

Восточное крыло Нэлынявожской антиклинали в свою очередь разорвано крупным тектоническим нарушением, по которому оно надвинуто на структуры Косью-Роговской ванны Предуральского краевого прогиба (фиг. 17, б – вкладка).

В строении Тальбейского блока много общих черт с Шарью-Заостренским блоком. В центральных частях обоих блоков имеются крупные синклинальные структуры, обрамленные с востока и запада антиклиналями, присводовые части которых, как правило, разорваны и „внутренние" (по отношению к краям блоков) крылья надвинуты на „внешние". Правда, у Исакъюского поднятия „внешнее" крыло оказалось надвинутым на „внутреннее". Для обоих блоков, наряду с продольными разломами, осложняющими строение антиклиналей и синклиналей, характерны косые разрывные нарушения, по которым отмечаются горизонтальные перемещения блоков.

Вместе с тем в строении этих блоков есть существенные различия. Так, Шарью-Заостренский блок в разрезе имеет отчетливо выраженное клиновидное строение (фиг. 17, г, д – вкладка) – антиклинали, расположенные по его краям, опрокинуты в сторону крупных надвигов, ограничивающих его с востока и запада. Плоскости этих надвигов наклонены к центру блока. Для Тальбейского блока характерна общая восточная вергентность структур. Осевые плоскости антиклиналей, протягивающихся вдоль его краев, имеют северо-западное падение (фиг. 17, б – вкладка), благодаря чему этот блок имеет вид „сложного клина", описанного К. Мильиорини (Ситтер, 1960). Кроме того, в отличие от Шарью-Заостренского, для Тальбейского блока более характерны левосторонние косые сдвиги, сопряженные с надвигами и взбросо-надвигами.

в) Строение зоны сочленения Шарью-Заостренского и Тальбейского блоков. Участок гряды, на котором происходит сочленение кулисообразно расположенных Шарью-Заостренского и Тальбейского блоков, имеет сложное чешуйчатое строение.

Центральное положение на этом участке занимает крупная Адакская чешуя, тектонически контактирующая со структурами Шарью-Заостренского и Тальбейского блоков. До сравнительно недавнего времени было принято считать, что на востоке она оборвана крупным сбросом с амплитудой порядка 2–3 км, известным в литературе под названием Адакского сброса (Войновский-Кригер, 1956; Горский, 1960; Варсанофьева, 1963б; Афанасьев, Яцук, 1965, и др.). Проведенные в 50-х годах геофизические исследования и после-

дующее бурение скв. Крт-8, заложенной западнее линии тектонического нарушения, ограничивающего гряду с востока, показали ошибочность этих взглядов. Так, скв. Крт-8 под диспонированными отложениями лландоверийского возраста вскрыла терригенные отложения верхней перми, подтвердила данные электроразведочных и сейсморазведочных работ и убедительно доказала, что на востоке гряда Чернышева в ее северной части также ограничена пологим надвигом.

Наличие этого надвига подтверждено в 1967 г. скв. 255-Адак, заданной в 2.5 км к западу от скв. Крт-8, в зоне интенсивных дислокаций нижнесилурийских отложений (фиг. 17 - вкладка, 28). Эта скважина до глубины 383 м прошла по коричневато-серым и темно-серым доломитам и известнякам, охарактеризованным в соседних обнажениях фауной брахиопод и табулят лландоверийского возраста (Першина, 1962). Под отложениями силура она вскрыла светло-серые массивные известняки поздневизейского возраста. В автохтонной части было установлено наличие крупной лежачей складки (Тимонин, Фирер, 1969).

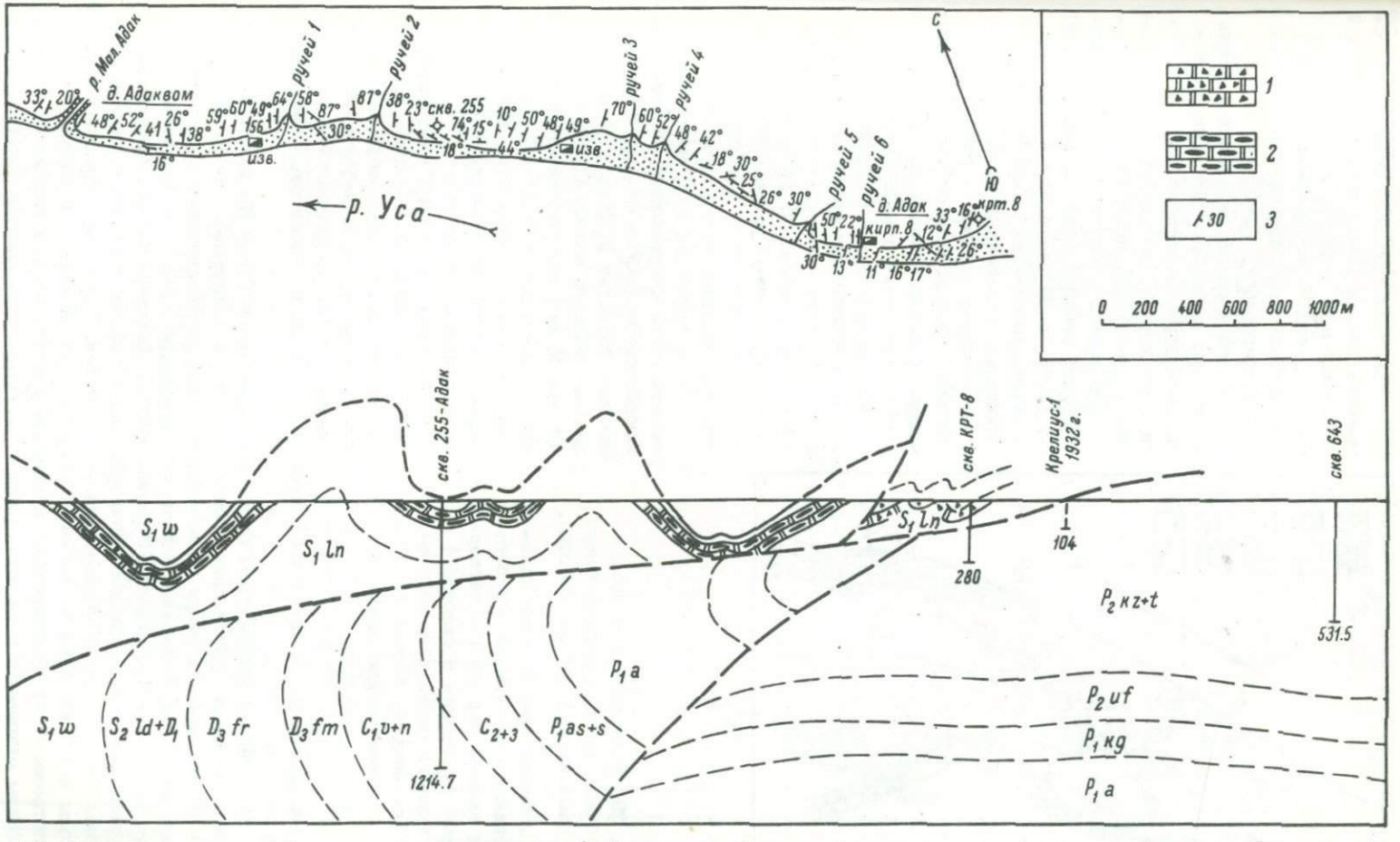
В зоне тектонического нарушения силурийские отложения интенсивно перемяты, пронизаны многочисленными прожилками кальцита и изобилуют зеркалами скольжения.

Таким образом, геофизическими исследованиями и бурением указанных скважин доказано наличие крупного надвига, по которому гряда Чернышева надвинута на восток, на структуры Косью-Роговской ванны Предуральского краевого прогиба.

Визуально это нарушение удается изучать лишь в его южной части. На левом берегу р. Усы, в районе дер. Адак, в эрозионном окне, образованном благодаря глубокому врезу долины р. Усы, видны поднадвиговые отложения, представленные нижнепермскими известняками, из которых З.П. Михайлова определила фораминиферы Pseudoendothyra ex gr. moelleri, Globivalvulina sp., Fusulinella sp. Благодаря пологому падению плоскости сместителя эти известняки с запада и северо-запада „окаймлены" интенсивно перемятыми брекчированными доломитами лландоверийского, а возможно, и верхнеордовикского возраста (обн. 646, фиг. 29).

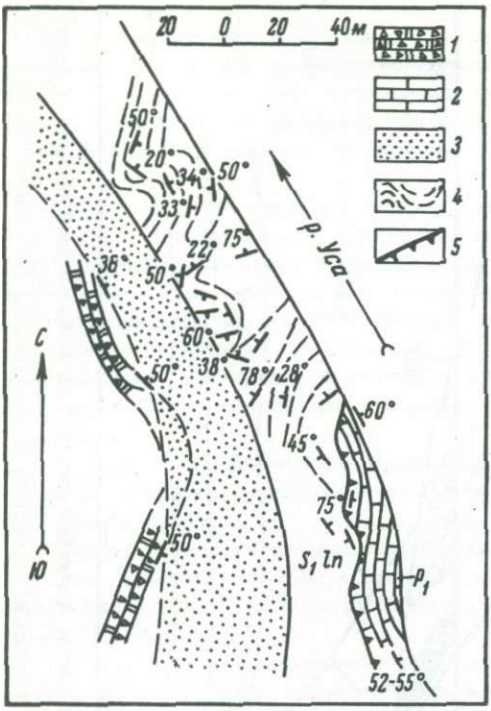
Южнее это нарушение прослежено по руч. Исшор, в нижнем течении которого прослеживаются скальные выходы доломитов и доломитовых брекчий нижнего силура (фиг. 1, см. вклейку). В 1.5 км от устья в долине ручья имеются многочисленные сероводородные источники с дебитом до 1.5-2 л/сек., которые прослеживаются на протяжении почти 2 км. Вероятно, они поступают из глубин по описываемому разрывному нарушению. Выше их по течению, до поворота долины ручья в юго-восточном направлении, попеременно обнажаются то отложения нижнефранского подъяруса (фиг. 1, см. вкладку), то доломиты и доломитовые известняки силура. Девонские отложения, возможно, слагают автохтонную часть надвига, выступая в эрозионных окнах надвинутой пластины. Не исключено, что здесь плоскость надвига наклонена более круто. Далее к югу, наоборот, взброшенным оказывается восточный блок: на р. Большом Адаке по разлому контактируют доломитовые брекчии нижнего силура и коричневато-серые тонкоплитчатые известняки верхнего девона. Силурийские отложения у контакта находятся в опрокинутом залегании.

Севернее долины р. Усы положение разлома, ограничивающего Адакскую чешую с востока, неясно. Можно предполагать, что он проходит восточнее коренных выходов каменноугольных и нижнепермских отложений, находящихся на руч. Ульвож в опрокинутом залегании (фиг. 1). Севернее этого ручья рассматриваемый надвиг сопрягается с разломом меридионального простирания, косо секущего структуры Тальбейского блока. Вероятно, это нарушение можно оценивать как левосторонний сдвиг с крутым падением плоскости сместителя. По нему приведены в соприкосновение нижнесилурийские (лландоверийские) и верхневизейские отложения. Более подробно это нарушение будет охарактеризовано ниже.



Фиг. 28. Характер дислокаций нижнесилурийских отложений в головной части Адакской чешуи (по глазомерной съемке автора).

1 – оползневые брекчии косьинского горизонта; 2 – доломиты с „поясками" кремней; 3 – элементы залегания слоев.



Фиг. 29. Тектоническое окно в восточной части Адакской чешуи (по глазомерной съемке автора).

1 – доломитовые брекчии пландоверийского яруса; 2 – известняки нижней перми; 3 – четвертичные отложения в склоне; 4 – простирания слоев в доломитовых брекчиях на бечевнике; 5 – тектоническое окно.

Адакская тектоническая чешуя осложнена целым рядом антиклинальных и синклинальных складок, которые, как правило, сильно раздроблены и от них сохранились лишь фрагменты, сближенные надвигами.

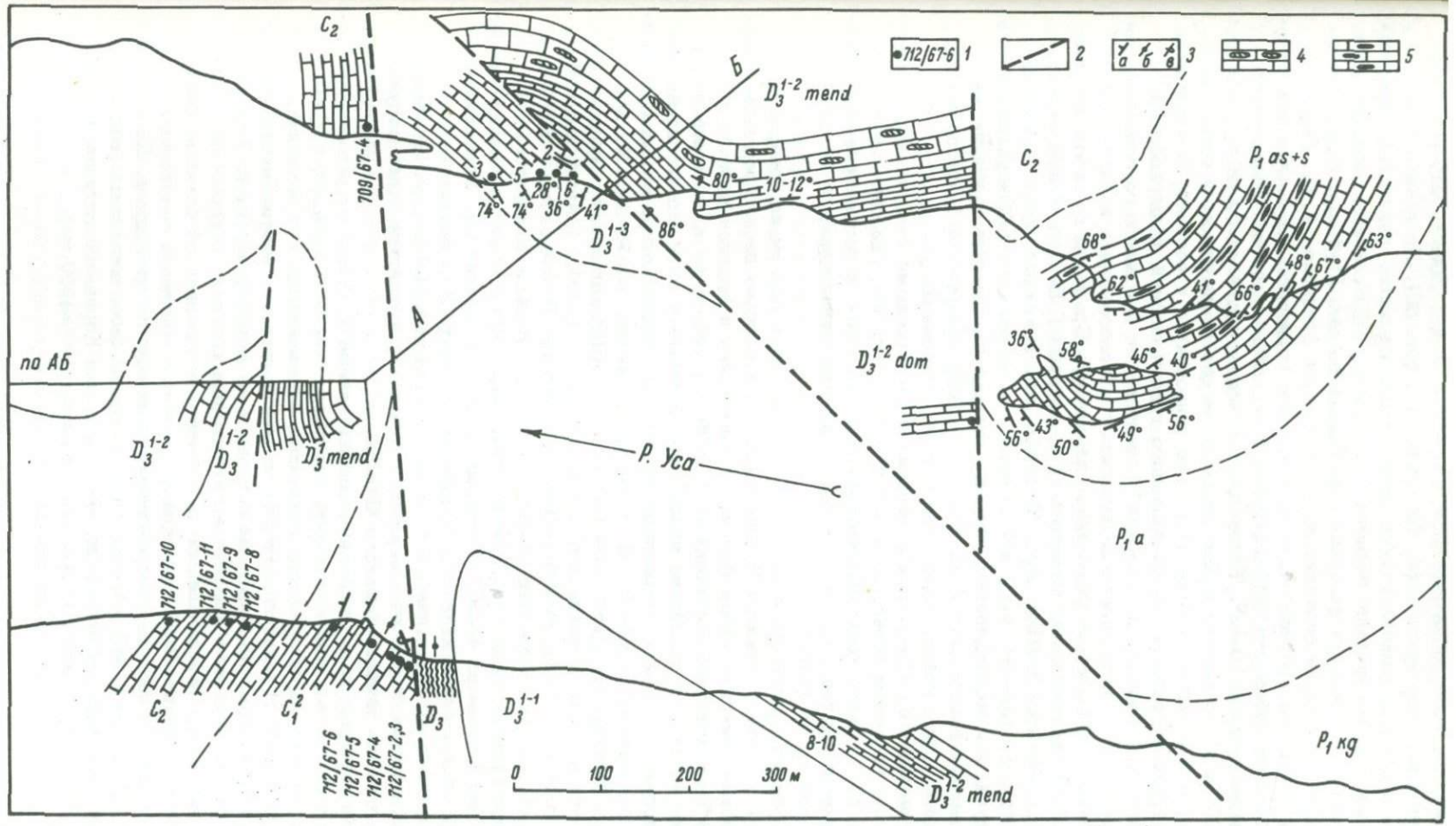
В головной части Адакской чешуи выступают интенсивно дислоцированные нижнесилурийские отложения, смятые в систему крутых асимметричных кулисообразно расположенных складок. В плане эти складки образуют сложный фестончатый рисунок (фиг. 1, см. вкладку). Во фронтальной части чешуи обнажены наиболее древние на гряде Чернышева отложения, отнесенные А.И. Першиной к косьинскому горизонту пландовери, – желтовато-серые доломиты с желваками кремней, которые выше по разрезу сменяются тонкоплитчатыми известняками и оползневыми брекчиями мощностью до 60 м. Осевые плоскости складок в головной части Адакской чешуи обычно наклонены к западу, а их крылья зачастую осложнены сбросами небольшой амплитуды, плоскости которых имеют западное падение под углами до 77°.

Рассмотренная зона интенсивной складчатости силурийских отложений наблюдается по р. Усе от дер. Адак на востоке до устья р. Малого Адака на западе, образуя полосу шириной до 4.5 км. К югу она несколько погружается и сужается до 2 км. В верховьях левой вершины р. Большого Адака она сложена интенсивно дислоцированными фаменскими отложениями.

Западнее „головной" зоны интенсивной складчатости Адакская чешуя разделена на ряд горстообразных выступов и грабенов. В небольшом скошенном блоке, расположенном непосредственно к западу от „головной" зоны, слои смяты в относительно крупные складки.

В западной части этого блока прослеживается узкая Изъяшорская антиклиналь, имеющая почти симметричное строение с крутыми крыльями (до 50–70°). В ее ядре обнажены темно-серые мелкокристаллические известняки и серые доломиты, содержащие большое количество табулят и брахиопод адакского горизонта пландовери (Першина, 1962). Западное крыло антиклинали оборвано разломом большой амплитуды, по которому в соприкосновение приведены силурийские и нижнепермские отложения. Последние образуют коренные выходы в 1.5 км ниже по течению от устья руч. Изъяшор, в районе Коровьего острова. Этот сравнительно небольшой участок весьма интересен в тектоническом отношении и на его строении следует остановиться более подробно.

На протяжении не более 1.5 км (фиг. 30) наблюдается три блока, находящихся на разных уровнях друг относительно друга. Центральное положе-



Фиг. 30. Схема строения центральной части гряды Чернышева в районе Коровьего острова по р. Усе (по глазомерной съемке автора).
1 – пункты отбора образцов и замеров элементов залегания слоев; 2 – разрывные нарушения;
3 – элементы залегания слоев (а – нормальное, б – вертикальное, в – опрокинутое); 4 – известняки с караваеобразными известковыми конкрециями; 5 – известняки с желваками кремней.

ние занимает горстообразный блок, в котором на поверхность выступают отложения франского яруса (обн. 708, 709, 711, фиг. 30). На правом берегу р. Усы обнажены тонкоплитчатые горизонтальнослоистые глинистые известняки и мергели, содержащие большое количество пепшковидных известняковых конкреций. На соседних участках (рр. Большой Адак, Грубошор и др.) аналогичные отложения по содержащейся в них фауне брахиопод А. И. Першина (1962) отнесла к средней части мендымского горизонта. На р. Усе эти отложения имеют субширотное простирание с падением слоев на северо-северо-восток под углами 10–12°. Такое простирание выдерживается на протяжении 300–350 м, но затем оно резко меняется на северо-западное, а слои погружаются весьма круто и даже несколько запрокинуто к востоку. По-видимому, здесь проходит разлом северо-западного простирания: в непосредственном контакте со стоящими „на головах" известняками мендымского горизонта находятся сравнительно полого залегающие голубовато-серые и коричневатые, участками слабо доломитизированные известняки. Среди них встречен прослой (до 1.5 м) остракодового известняка, из которых Г.В. Солопекина определила виды: Aparchitellina sp., Tulenia aff. timanica Mart., Knoxiella sp., Evlanella sp., характерные, по ее мнению, для верхнефранского подъяруса. Из распоположенных ниже по течению светло-серых, участками окремненных известняков А.И. Першина (1962) обнаружила брахиоподы, доказывающие фаменский возраст вмещающих отложений.

Мендымские известняки и мергели с известковыми конкрециями обнажены также на левом берегу р. Усы (обн. 711, фиг. 30), где они имеют пологое (8–10°) северо-восточное падение. По-видимому, в рассматриваемом блоке верхнедевонские известняки слагают пологую синклинальную складку северо-западного простирания.

Девонские отложения на западе надвинуты на породы карбона, а на востоке – на нижнепермские. В зоне разлома интенсивно диспоцированные среднефранские тонкоплитчатые глинистые известняки и мергели поставлены „на голову" и интенсивно гофрированы, а в 20 м к западу от их выходов на бечевнике выступают визейские известняки, которые в зоне надвига интенсивно брекчированы. В 6–7 м от разлома в этих известняках встречен богатый комплекс фораминифер: Endothyra omphalota Raus. et Reitl., E. ex gr. similis Raus., E. globulus Eichw., Endothyranopsis crassus var. sphaerica Brady, End. compressus Reitl., Pseudoendothyra struvey Moell., Archaediscus carrery Brady, A. krestovnikovi Raus., Eostaffella parastruvei Raus. и водоросли Coninckopora (определения З.П. Михайловой). Известняки падают на запад-северо-запад под углами до 45–50° и сменяются ниже по течению р. Усы среднекаменноугольными отложениями. На правом берегу р. Усы фаменские известняки контактируют с верхнемосковскими. По выпадению из разреза верхнефранских, фаменских и частично визейских отложений амплитуду этого нарушения можно оценить приблизительно в 450–500 м.

Каменноугольные отложения, расположенные к западу от разлома, по-видимому, смяты в крупную складку, так как в скв. 645, заданной в 1 км к западу от этих выходов, вновь встречены верхневизейские известняки.

В 750–780 м выше по течению от рассмотренного нарушения намечается следующий разлом. На Коровьем острове и по правому берегу р. Усы на поверхность выступают сакмарско-артинские и ассельские водорослевые известняки, слагающие периклинальное замыкание антиклинальной складки, раскрывающейся к северу. В 90 м к западу залегают отложения мендымского горизонта, имеющие пологое северо-северо-восточное падение слоев. По сообщению О.Л. Эйнора (1943 г.), аналогичные породы были доставлены водопазами при чистке фарватера непосредственно западнее Коровьего острова. Следовательно, амплитуда этого нарушения достигает 1200–1300 м.

С запада Адакская чешуя, по-видимому, ограничена пологим сбросом, который вскрыт скв. Крт-10, расположенной у дер. Адзьвы. В верхней части (до глубины 140 м) эта скважина вскрыла полого залегающие (15-18°) нижнетриасовые отложения, представленные зеленовато-серыми песками и песчаниками с рассеянной галькой изверженных и метаморфических пород. Непосредственно под ними была встречена стоящая „на головах" угленосная толща верхнепермского возраста. По-видимому, триасовые отложения сброшены по плоскости, полого падающей к западу. Такое нарушение можно оценивать как сброс отставания (Хилпс, 1967), возникший в результате отставания блока при надвигании Адакской чешуи в восточном направлении (фиг. 17, в - вкладка).

Северная часть Адакской чешуи, расположенная в верховьях рр. Лек-Харуты и Грубошор, обнажена очень слабо. Как уже отмечалось, здесь она отделена от структур южной части Тальбейского блока крутым тектоническим нарушением меридионального простирания, по которому светло-серые известняки серпуховского надгоризонта приведены в соприкосновение с доломитами и доломитовыми брекчиями нижнего силура, образующими скальные выходы по берегам р. Харута. В непосредственной близости от линии тектонического нарушения обнажены оползневые брекчии косьинского горизонта ландовери. К сожалению, характер этого нарушения определить не представляется возможным из-за слабой обнаженности этого участка. Однако тот факт, что известняки и известняковые брекчии серпуховского надгоризонта, имеющие меридиональное простирание с пологим (30-35°) падением слоев на восток, к северу „упираются" в оползневые брекчии нижнего силура, имеющие пологое падение на запад, несомненно свидетельствует о наличии между ними крупноамплитудного разрывного нарушения.

В северной части Адакской чешуи выделяется меридионально вытянутое восточное крыло Грубошорской антиклинали, сложенное силурийскими, девонскими и каменноугольными отложениями. Силурийские и девонские отложения сравнительно полого (под углами 38-40°) падают к востоку, причем в отложениях доманикового горизонта, представленных тонкоплитчатыми до листоватых черными горючими сланцами, битуминозными известняками и мергелями, наблюдается интенсивная гофрировка слоев с образованием складок волочения. К востоку рассматриваемое крыло антиклинали становится более крутым и в отложениях каменноугольного возраста углы падения слоев достигают 60° и более. Ядро и западное крыло Грубошорской антиклинали не обнажены.

Южнее руч. Грубошор слои плавно поворачивают к юго-западу. Здесь прослеживается небольшая асимметричная Лек-Харутинская синклиналь, раскрывающаяся к северо-востоку, где она, вероятно, косо рассечена рассмотренным выше разрывным нарушением меридионального простирания (фиг. 1). Центриклинальное замыкание данной синклинали, расположенное в верховьях р. Лек-Харуты, имеет сложное строение: развитые в ее приосевой части тонкоплитчатые глинистые известняки и мергели верхнего девона интенсивно дислоцированы и, вероятно, осложнены мелкими разрывными нарушениями. Восточное крыло Лек-Харутинской синклинали осложнено небольшой запрокинутой к востоку антиклинальной складкой - ее восточное опрокинутое крыло обнажено в верховьях руч. Ульвож. Здесь встречены отложения нижнего, среднего и верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми, слои которых круто (под углами 82-88°) падают к западу.

Таким образом, в пределах Адакской чешуи наряду со структурами северо-восточного простирания широким развитием пользуются структуры северо-западного направления. Наличие структур с подобной ориентировкой подтверждается соответствующими элементами залегания слоев на р. Усе в районе Коровьего острова, на р. Большом Адаке, на руч. Поварнице и на других участках. Эти структурные направления достаточно отчетливо прослеживаются и на аэрофотосхемах, однако чрезвычайно плохая обнаженность местности в

целом ряде случаев не позволяет дать им надежную геологическую привязку. Не исключено, что эти структурные линии отражают наличие разломов северо-западного простирания, каким, например, является предполагаемый по геофизическим данным разлом в среднем течении р. Лек-Харуты.

По-видимому, подобное сочетание двух различно ориентированных структурных направлений вызвано наложенным характером структур гряды Чернышева с их северо-восточной ориентировкой на структуры фундамента, имеющие северо-западное простирание.

г) Зона виргации структур гряды Чернышева. При проведении гравиметрических работ в начале 50-х годов было установлено, что в среднем течении р. Адзьвы единая структура гряды Чернышева разветвляется с образованием трех самостоятельных антиклинальных структур (с запада на восток): гряды Гамбурцева (Ватьярского поднятия), Нядейтинской антиклинали и Верхнероговского поднятия. Гряда Гамбурцева отходит от гряды Чернышева на северо-запад, а затем в районе оз. Ватьярты поворачивает в меридиональном направлении. Верхнероговское поднятие южнее р. Шер-Нядейты ответвляется от гряды Чернышева и следует в широтном направлении, но в верховьях руч. Большой Нерцеты поворачивает на северо-восток и периклинально замыкается в верховьях р. Большой Роговой (фиг. 1, 2, см. вкладки). Только узкая Нядейтинская антиклиналь, вытянутая в северо-восточном направлении, расположена на продолжении структур гряды Чернышева.

Нядейтинская антиклиналь обнажена только в ее южной части – в среднем течении р. Шер-Нядейты, где она представлена одним восточным крылом. В пределах последнего сравнительно полого (28–40°) залегают девонские и нижнекаменноугольные отложения.

Отсутствие обнажений к северу от р. Шер-Нядейты не позволяет дать полную характеристику строения Нядейтинской антиклинали. Однако наличие больших градиентов силы тяжести, приуроченных к крыльям Нядейтинской антиклинали, свидетельствует об их крутом залегании и о вероятном наличии разломов. По данным электроразведки, такое нарушение достоверно устанавливается на западном крыле антиклинали: между крайними западными выходами верхнесилурийских отложений на р. Шер-Нядейте и областью распространения низкоомных, полого залегающих пермских отложений, заполняющих Верхне-Адзьвинскую синклиналь, промежуток слишком мал, чтобы в него можно было бы поместить толщу каменноугольных, девонских и силурийских отложений. По-видимому, Нядейтинская антиклиналь в присводовой части разорвана и породы восточного крыла надвинуты на западное.

Материалы электропрофилирования и вертикального электрического зондирования, проведенных в 1958 г. под руководством Ю.А. Босых, позволили установить, что Нядейтинская антиклиналь продолжается в северо-восточном направлении до широты Вашуткиных озер, где она торцово сочленяется со структурами поднятия Чернова. Сводовой части антиклинали здесь соответствуют высокие значения аномалий силы тяжести. Пробуренная в 1959 г. скв. 309 вскрыла здесь отложения силура. По данным вертикального электрозондирования, сводовая часть Нядейтинской антиклинали испытывает пологие погружения и поднятия: глубина залегания опорного электрического горизонта колеблется в пределах 80–180 м. Однако к востоку и западу от ее сводовой части уже на расстоянии 3–4 км этот опорный горизонт на кривых ВЭЗ не отмечается, что указывает на крутое погружение крыльев антиклинали.

Сочленение Нядейтинской антиклинали со структурами Тальбейского блока, по-видимому, происходит по косому разрывному нарушению, имеющему характер левостороннего сдвига.

Характер сочленения Нядейтинской антиклинали со структурами поднятия Гамбурцева пока еще недостаточно изучен из-за отсутствия обнажений в данном районе. По материалам геофизических наблюдений можно говорить о торцовом сочленении указанных структур. Однако есть основания предполагать,

что разлом, вдоль которого сформировались шовные структуры гряды Чернышева, прослеживается далее к северо-северо-востоку от поднятия Чернова. Возможно, что широко известная в устье р. Кары Карская депрессия с ее молодым вулканизмом и предположительно взрывным происхождением сформировалась в зоне пересечения зон разломов северо-западного и северо-северо-восточного направлений. Последняя, возможно, связана с разломом гряды Чернышева.

Верхнероговское поднятие впервые было выявлено геофизическими исследованиями в 1955-1956 гг. и в последующие годы на отдельных участках было изучено бурением.

В ядре Верхнероговского поднятия под четвертичными отложениями прослеживаются известняки визейского яруса, вскрытые скв. 1248 и 1309. Скважинами освещено лишь периклинальное окончание поднятия, имеющее более крутое западное крыло (до 25-30°).

Характер залегания пород на широтном отрезке поднятия в какой-то степени удается охарактеризовать по данным электропрофилирования. На картах изоом градиенты удельного сопротивления на южном и юго-восточном крыльях гораздо больше, чем на северо-западном, что указывает на асимметричный характер строения структуры. Предполагается, что южное крыло имеет углы падения порядка 12-16°, а северное - до 6°. По-видимому, южное крыло Верхнероговского поднятия разорвано: в непосредственной близости от нижнекаменноугольных отложений, по данным магнитометрических исследований, выявлены выходы верхнепермско-нижнетриасовых базальтов (фиг. 1, см. вкладку). Это нарушение, ограничивающее с юга Верхнероговское поднятие, продолжается далее к востоку, отделяя резко приподнятую Воркутинскую ступень от более южных районов Косью-Роговской ванны. Эта поднятая часть прогиба, по мнению А.С. Перфильева (1968), отвечает западному продолжению Собского поперечного поднятия, а Верхнероговское поднятие, по-видимому, фиксирует продолжение Собского поперечного шва, ограничивающего это поднятие с юга.

Гряда Гамбурцева отчетливо выделяется на картах изоаномал силы тяжести в виде симметричной аномальной зоны субмеридионального простирания. Севернее широтного течения р. Морею эта зона приобретает расплывчатую форму и в среднем течении р. Носияга соединяется с аномальной зоной поднятия Чернова.

В настоящее время северная часть гряды Гамбурцева пересечена несколькими региональными сейсмическими профилями, а в ее южной части пробурено три скважины. На юге она, по-видимому, по тектоническому нарушению контактирует со структурами Исакъюского поднятия. Более полно охарактеризовать эту зону сочленения пока не представляется возможным.

На всем протяжении до ее сочленения с поднятием Чернова гряда Гамбурцева неоднократно плавно меняет свое простирание, причем изменяется и ее амплитуда. Наиболее приподнятой является южная ее часть, где, вероятно, непосредственно под четвертичными отложениями залегают породы силура.

В северной части гряды Гамбурцева в районе регионального сейсмического профиля II от нее отделяется Хайпудырская гряда, обладающая сложным строением (Зенченко, 1970). В районе Хайпудырской губы в пределах рассматриваемой структуры, по-видимому, выделяется два самостоятельных поднятия, сливающихся в единое целое в акватории Баренцева моря, в 70 км от берега. Наиболее поднятой является южная часть Хайпудырской гряды, где карбонатные отложения верхнего палеозоя залегают на глубинах порядка 1200 м.

д) Гряда Хоседа. Гряда Хоседа, известная также под названием Усино-Кушшорской антиклинальной зоны (Тектоника севера Русской плиты, 1969), состоит из двух левоэшелонированных локальных поднятий, вытянутых в северо-северо-восточной направлении: Усино-Кушшорской на юге и Хоседаюской

47 1684

на севере. Параллельность этих структур структурам гряды Чернышева, а также их линейный характер и отчетливо выраженная асимметричность позволили ряду исследователей считать эту структуру составной частью гряды Чернышева (Ю.М. Портнов, А.П. Лебедев и Л.П. Шипов, 1963 г.). Мы разделяем точку зрения указанных исследователей и также рассматриваем структуры гряды Хоседа как часть гряды Чернышева (Тимонин, 1970).

Из двух антиклинальных поднятий, слагающих гряду Хоседа, лучше изучено южное – Усино-Кушшорское поднятие, открытое в 1958 г. в результате проведения речных сейсморазведочных работ МОВ.

Усино-Кушшорская антиклиналь представляет собой вытянутое в северо-северо-восточном направлении поднятие длиной до 50-55 км, ширина которого достигает 16 км. Амплитуда поднятия по кровле карбонатных отложений верхнего палеозоя достигает 1000 м. По данным бурения в долине руч. Кушшор, эта структура имеет крутое западное крыло (45-70°) и пологое восточное (16-20°). В ядре антиклинали на поверхность выходят верхнепермские (казанские) отложения (фиг. 17, в – вкладка). Вероятно, с глубиной углы наклона крыльев антиклинали становятся более крутыми и осложняются разрывными нарушениями. Южная периклиналь Усино-Кушшорской антиклинали прослежена способом центральных лучей в нижнем течении р. Заостренной. Здесь восточное крыло антиклинали прослежено почти до зоны разлома, ограничивающего гряду Чернышева с запада. По-видимому, по этой зоне разломов южная периклиналь Усино-Кушшорской антиклинали перекрыта Еджидъю-Заостренской антиклиналью.

Северная периклиналь Усино-Кушшорской антиклинали прослеживается до нижнего течения р. Хоседа в виде узкой (до 5 км) антиклинальной складки с пологими углами падения крыльев (до 5°). Амплитуда этой периклинали уменьшается до 150 м, против 800 м в центральной части структуры (Лебедев, Шипов, 1963 г.).

К западу от северной периклинали Усинско-Кушшорской структуры появляется Хоседаюская антиклиналь, кулисообразно подставляющая первую. Строение этой антиклинали известно лишь в общих чертах. Она представляет собой крупное валообразное поднятие, по-видимому протягивающееся до гряды Гамбурцева. Эта антиклиналь шириной 6-7 км имеет асимметричное строение, характеризующееся крутым северо-западным крылом (до 18°) и пологим юго-восточным (8°). Северо-западное крыло антиклинали в районе нижнего течения р. Хоседа оборвано разрывным нарушением с амплитудой 500-540 м. Сводовая часть Хоседаюской антиклинали осложнена рядом небольших куполообразных структур, из которых две выявлены в южной части антиклинали, по данным сейсморазведочных работ МОВ, а третья локальная структура предполагается в ее северной части по наличию на карте гравитационного поля Черпаюского максимума силы тяжести.

По данным сейсморазведочных работ наблюдается нарастание мощности девонских отложений в северо-восточном направлении вдоль Хоседаюской антиклинали. Вероятно, это увеличение мощностей связано с несовпадением структурных планов современного среза и более древнего плана, о чем неоднократно упоминалось раньше.

Гряда Хоседа отделена от Исакъюского антиклинального поднятия узкой синклинальной складкой северо-северо-восточного простирания, известной под названием Средне-Адзьвинской синклинали (Хайцер, Шуреков, 1965). В настоящее время бурением вскрыто лишь восточное крыло этой антиклинали, сложенное нижне- и верхнепермскими угленосными отложениями. Углы падения пород на этом крыле выполаживаются к западу от 35-40 до 15-20°. По данным гравиметрических исследований, западное крыло синклинали характеризуется пологими углами залегания.

3. АНАЛИЗ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРУКТУР ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

Рассматривая структуры гряды Чернышева с точки зрения выделения в ее пределах парагенетических сочетаний отдельных ее структурных элементов, следует отметить, что здесь имеет место один парагенезис структур, а именно: сочетание крупноамплитудных пологих надвигов, переходящих на отдельных участках в шарьяжи, со сжатыми напряженными складками, отличающимися, как правило, сильной раздробленностью, в результате чего сохранились лишь отдельные фрагменты этих складок, сближенные по надвигам. Существенную роль в структурном рисунке гряды Чернышева играют косые нарушения, характеризующиеся горизонтальными перемещениями по ним отдельных частей структур. По морфологии они могут быть отнесены к сбросо-сдвигам и взбросо-сдвигам, сопряженным с крупноамплитудными надвигами и взбросо-надвигами. Сравнительно редко встречаются сбросы, являющиеся обычно сбросами отставания или реакционными сбросами.

Южная и северная части гряды Чернышева существенно отличаются своими структурными рисунками. Для южной части гряды характерно отчетливо выраженное чешуйчатое строение, обусловленное пологим надвиганием одних чешуй на другие. В результате такого надвигания в ряде случаев произошло резкое тектоническое сближение разнофациальных, но одновозрастных отложений. В частности, такое сближение наблюдается между разнофациальными вангырским и сынинским типами разрезов, выделенных в каменноугольных и девонских отложениях А.И. Елисеевым (1963) и А.И. Першиной (1962). В результате этого сближения отложения сынинского типа разреза, развитые в чешуе Верхних Ворот, находятся на расстоянии всего 3 км от отложений вангырского типа. Более того, простирание каменноугольных отложений сынинского типа разреза (обн. 1260, фиг. 18, см. вкладку), расположенных в центральной части Войвожско-Чернореченской тектонической чешуи, и вангырского типа разреза, развитых в Вангырской чешуе (обн. 275-285, фиг. 1, см. вкладку), совпадают. Все эти данные свидетельствуют о значительной амплитуде горизонтального перекрытия вследствие надвигания Вангырской тектонической чешуи.

Аналогичное перекрытие характерно и для Войвожско-Чернореченского блока, о чем свидетельствуют выходы нижнепермских известняков в эрозионных окнах среди верхневизейских пород (руч. Черный, обн. 160, фиг. 18 – вкладка, 19). Эти выходы находятся в 1-1.2 км к востоку от западного края Войвожско-Чернореченского блока (чешуи), что также указывает на наличие пологого надвигания этой чешуи на запад. Все эти данные свидетельствуют о большой роли пологих чешуйчатых надвигов в строении южной части гряды Чернышева.

В целом, для южной части гряды характерна отчетливо выраженная западная вергентность структур, которая подчеркивается однообразным надвиганием тектонических чешуй с востока на запад.

В северной части гряды развит тот же парагенезис структур, однако ее структурный рисунок достаточно резко отличается от рисунка южной части. В первую очередь здесь следует отметить наличие двух левоэшелонированных блоков чешуйчатого строения, между которыми также существуют различия. Для Шарью-Заостренского блока с его веерообразным строением в разрезе характерно более или менее равномерное надвигание как на запад, на структуры Большесынинской ванны, так и на восток – в сторону Косью-Роговской ванны. Для Тальбейского же блока весьма специфичным является отчетливо выраженная общая восточная вергентность структур: надвиги, развитые в этом блоке, имеют западный наклон плоскостей сместителей, а все складки запрокинуты к востоку. Только для гряды Хоседа, расположенной к западу

от Тальбейского блока и отнесенной по формологическим признакам к структурам гряды Черныщева, характерна слабо выраженная западная вергентность.

Особняком стоит зона виргации структур в северной части гряды Черныщева. Слабая изученность этой территории не позволяет пока делать какие-либо определенные выводы по этой территории. Не исключено, что на строение данного участка в значительной степени повлияло наложение двух планов деформаций – Пай-Хойского и Полярноуральского, что особенно отчетливо видно в формировании в пределах Воркутинской ступени куполообразных поднятий (Ярвожский купол) и мульдообразных впадин.

В целом, выделенный в пределах гряды Черныщева парагенез структур позволяет судить, что гряда Черныщева является крупной чешуйчато-надвиговой структурой, сформировавшейся в условиях интенсивного сжатия.

Глава VI.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОРФОЛОГИИ СТРУКТУР ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Рассматривая морфологические особенности структур гряды Чернышева и определяя их природу, нельзя игнорировать их связь со структурами сопредельных районов, так как в конечном итоге современный структурный план всей рассматриваемой территории определен единым полем напряжений. В этом поле напряжений структуры более древнего заложения и развития были соответствующим образом переработаны. Поэтому изучение особенностей формирования структур позволит более четко определить морфологические особенности структур гряды Чернышева и в конечном итоге более четко сформулировать причины ее формирования.

Необходимо рассмотреть морфологические особенности структур, находящихся в наиболее тесном контакте со структурами гряды Чернышева. К ним относятся структуры восточной части Тимано-Печорской эпибайкальской плиты: Колвинский вал, Хорейверский прогиб, гряда Сорокина, являющаяся, по-видимому, пограничной структурой, расположенной на краю платформы, а также структуры Большесынинской и Косью-Роговской ванн Предуральского краевого прогиба (фиг. 2, см. вкладку).

1. СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ЭПИБАЙКАЛЬСКОЙ ПЛИТЫ

а) Колвинский вал представляет собой крупную сложно построенную структуру 1-го порядка вытянутую в северо-западном направлении более чем на 300 км. По-видимому, к структурам Колвинского вала следует отнести и Сынинский вал (или Нитчемью-Сынинскую ступень), осложняющий восточный борт Большесынинской ванны.

В геофизических полях Колвинскому валу соответствует широкая полоса (40 км) положительных аномалий силы тяжести и вытянутая на северо-запад полоса интенсивных магнитных максимумов (фиг. 2, см. вкладку). Последние связаны с Колвинской зоной разломов, разделяющей крупные Денисовский и Большеземельский блоки фундамента (Осада, 1968).

В пределах Колвинского вала в последние годы геофизическими методами разведки выявлен ряд локальных структур более высокого порядка. Как правило, они группируются в ряд правоэшелонированных валообразных поднятий: Усинско-Колвинское с Леккерской и Усинской структурами; Возейское с Возейской и Костюкской структурами; Харьягинское с Южно-Харьягинской, Харьягинской и Северо-Харьягинской структурами и, наконец, в северной части вала Хыльчуюское поднятие. По данным морских сейсморазведочных работ, Колвинский вал погружается в акваторию Печорского моря. Упомянутые валообразные поднятия характеризуются крупными размерами и значительными амплитудами.

В наиболее приподнятой части Колвинского вала кровля карбонатных отложений палеозоя залегает на глубинах 1.3–1.5 км против 2.0–2.5 км в ограничивающих его прогибах. Амплитуда локальных структур по кровле палеозойских карбонатных отложений достигает максимальных значений в южной части вала и уменьшается к северу. На Усинско-Колвинском поднятии она достигает 700–800 м, на Возейском – 250–300 м, а на Харьягинском – 150–200 м. Соотношение осей поднятий обычно не превышает 1 : 5, причем отдельные локальные структуры по верхним отражающим горизонтам обычно имеют более плавные очертания: соотношение осей Усинской структуры по этим горизонтам не превышает 1 : 3, Возейской – 1 : 5 и Харьягинской структуры по кровле карбонатных отложений 1 : 6. По более коротким осям с глубиной происходит „расплывание" очертаний структур. Все структуры Колвинского вала асимметричны, причем более крутыми являются, как правило, их восточные крылья. По отражающему горизонту, приуроченному к кровле карбонатных отложений палеозоя, углы падения слоев на юго-западном крыле Усинской структуры не превышают 7–9°, а на северо-восточном ее крыле достигают 18–19°; на Харьягинской структуре углы падения западного крыла не превышают 3°, а восточного – 5.5°, для Возейской структуры они соответственно равны 2 и 10°. Восточные крылья структур осложнены узкими флексурами, возможно переходящими на глубине в разрывные нарушения.

Представления о глубинном строении Колвинского вала весьма разноречивы. На основании интерпретации электроразведочных и гравиразведочных данных ряд исследователей (Иванов, Саар, 1965; Тектоника севера Русской плиты, 1969, и др.) предполагают наличие приподнятого блока фундамента под Колвинским валом. Однако площадные сейсморазведочные работы и сейсмопрофилирование КМПВ, проведенные на отдельных структурах Колвинского вала, убеждают нас в обратном. По данным сейсморазведки МОВ и КМПВ, при весьма сложном блоковом строении фундамента, по сравнению с Денисовским и Хорейверским прогибами, он в целом несколько опущен. Глубокие отражающие горизонты, приуроченные или к поверхности фундамента, или к отложениям силура, как правило, залегающим согласно с поверхностью фундамента, по сравнению с отражающими площадками вышележащих горизонтов, имеют обратное падение. По данным сейсморазведки КМПВ, сводовой части Усино-Колвинского поднятия по глубоким преломляющим горизонтам отвечает область прогибания. По точечным зондированиям на Усино-Колвинском поднятии получены отдельные значения глубин залегания опорного горизонта до 6.0–7.0 км, которые могут указать на глубину залегания поверхности фундамента в этом районе. Наконец, по выполненным М.А. Осадой (1968) расчетам, глубина залегания кромок магнитных тел в южной части Колвинского вала равна 5.8–5.9 км. Таким образом, все эти данные свидетельствуют об инверсионном характере Колвинского вала, благодаря чему намечается общность его строения со строением Печоро-Кожвинского вала. Однако в отличие от последнего Колвинский вал имеет меньшие амплитуды доинверсионного и инверсионного движений.

Данные буровых и сейсморазведочных работ показывают, что территория Колвинского вала испытала неоднократные движения положительного

знака, приуроченные в основном к моментам наиболее крупных перестроек структурного плана. Так, интенсивные восходящие движения блоков фундамента Колвинского вала характерны для времени, предшествующего раннефранской трансгрессии. Ими обусловлено выклинивание среднедевонских отложений в западной части Усинской структуры и их размыв в ее сводовой части (Филиппова, 1968). По-видимому, максимальные восходящие движения этого времени характерны для Возейской структуры, в пределах которой нижнефранские отложения с глубоким размывом залегают на нижнепудловских.

Следующий этап интенсивных восходящих движений фиксируется несогласным залеганием нижнепермских отложений на каменноугольных. Так, в скв. 1-Уса терригенные породы кунгура, имеющие сокращенную мощность по сравнению с соседними районами (не более 12 м), с размывом залегают на верхнекаменноугольных отложениях. При этом в нижних горизонтах кунгурских отложений содержатся крупные обломки известняков с фораминиферами ассельского яруса (Енцова и др., 1964 г.). Более значительные восходящие движения этого времени, по-видимому, характерны для Харьягинской структуры, где ассельские отложения с размывом залегают на известняках протвинского горизонта. Вероятно, предпермской инверсией в основном закончилось формирование структур Колвинского вала. В окончательном виде эти структуры скорее всего сформировались в результате слабо дифференцированных блоковых движений фундамента, имевших место в поспемеловое время. Поспемеловые движения вызвали некоторое смещение свода Усинской структуры к юго-востоку.

б) Хорейверский прогиб с размерами около 150×200 км расположен к востоку от Колвинского вала. Ему отвечает Большеземельский приподнятый блок фундамента, которому в магнитном поле соответствует широкая аномальная область северо-западного простирания. По периферии она окаймлена зонами высоких градиентов, фиксирующими разломы глубокого заложения. Глубина залегания поверхности фундамента в центральной части этого блока не превышает 4.0 км, а в его юго-западной и северной частях достигает 5.0 км (Осада, 1968).

От Колвинского вала Хорейверский прогиб отличается резким спадом значений гравитационного поля. Граница между этими структурами 1-го порядка совпадает с гравитационной ступенью, осложненной вдоль участка широтного течения р. Черной локальным минимумом силы тяжести. Относительный гравитационный минимум, соответствующий Хорейверскому прогибу, в центральной части осложнен зоной интенсивных максимумов северо-западного простирания, которой в платформенном чехле отвечает Верхнеколвинский вал. Однако материалы о наличии этого вала пока весьма противоречивы. Данные региональных сейсморазведочных профилей, которые пересекли северную часть Хорейверского прогиба, свидетельствуют, что в его пределах выполняющие прогиб отложения залегают практически горизонтально с незначительным подъемом отражающих горизонтов к востоку, в сторону гряды Сорокина.

По данным сейсморазведки МОВ, глубина по поверхности карбонатных отложений палеозоя в Хорейверском прогибе достигает 2.2-2.3 км, но на побережье Баренцева моря понижается до 2.5 км. Такое сравнительно глубокое их залегание наряду с относительно повышенным залеганием поверхности фундамента говорит о значительном, по сравнению с Колвинским валом, сокращении мощностей средне- и нижнепалеозойских отложений. В то же время в восточном направлении происходит существенное уменьшение мощности нижнепермских карбонатных отложений.

Значительный интерес вызывает поведение VI отражающего горизонта, приуроченного либо к низам платформенного чехла, либо отвечающего поверхности фундамента. Этот горизонт по отношению к вышележащей толще залегает несогласно и образует пологое поднятие. К сводовой части последнего приурочен упомянутый Верхнеколвинский максимум силы тяжести.

Макарихинский вал, осложняющий юго-восточную часть Хорейверского прогиба, образован тремя локальными структурами: Мукеркской, Средне-Макарихинской и Северо-Макарихинской. К северо-востоку от Северо-Макарихинской структуры, кулисообразно по отношению к Макарихинскому валу расположено узкое валообразное Салюкинское поднятие северо-восточного простирания, образующее вместе с Макарихинским валом единое Макарихино-Салюкинское поднятие.

Макарихинский вал в южной части обладает субмеридиональным простиранием, а в северной плавно поворачивает к северо-востоку. Длина его превышает 50 км при ширине до 6-7 км в южной и северной частях и до 5 км в центральной части. Этот вал резко асимметричен: его западное крыло наклонено под углом до 10-15°, а восточное - под углами до 4-8°. Амплитуда вала достигает 500 м.

Размеры валообразного Салюкинского поднятия по кровле карбонатных отложений палеозоя достигают 57 x 6-10 км. Оно также резко асимметрично: его юго-восточное крыло наклонено под углами до 7-9.5°, а северо-западное - под углами до 25-28°. Амплитуда поднятия достигает 650-750 м. С глубиной наблюдается незначительное выполаживание структур как Макарихинского, так и Салюкинского валов. В фундаменте этим валам соответствуют зоны разломов, определяющих границы мелких блоков фундамента (Осада, 1968).

По отношению к структурам гряды Чернышева структуры Макарихинского вала находятся в торцовом сочленении. По-видимому, южный конец Макарихинского вала перекрыт краевым надвигом гряды Чернышева. От рассмотренной выше гряды Хоседа Салюкинский вал отделен узким локальным прогибом с амплитудой погружения до 550 м.

2. СТРУКТУРЫ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

Предуральский краевой прогиб, являющийся переходной структурой от платформы к Уральской складчатой области, имеет сложное строение. В пределах рассматриваемой территории выделяются три крупные ванны: Большесынинская, Косью-Роговская и Коротаихинская, разделенные поперечными поднятиями - Средне-Печорским, южной частью гряды Чернышева и поднятием Чернова.

Современные восточные границы этих ванн сравнительно легко устанавливаются по выходам на поверхность каменноугольных и девонских отложений, слагающих передовые складки Уральской складчатой области. По вопросу о западной границе прогиба в пределах рассматриваемой нами территории единого мнения пока нет. Ю.М. Пущаровский (1959) считал, что эта граница проходила западнее гряды Чернышева. В состав Предуральского краевого прогиба он включал Усинскую и Хайпудырскую впадины, расположенные, по его мнению, на западной периферии гряды Чернышева и поднятия Чернова. Такого же мнения придерживались В.А. Разницын (1964) и П.А. Туманов (1969), которые принимали, что гряда Чернышева является внутренним образованием Предуральского краевого прогиба. Соответственно внешняя граница прогиба должна проходить западнее этих поднятий. Наконец, за внешнюю границу Предуральского краевого прогиба иногда принимается гряда Хоседа (Усинско-Кушшорская антиклинальная зона) (Тектоника севера Русской плиты, 1969). Севернее эта граница проводится либо по юго-западному краю гряды Сорокина (Дедеев, 1965), либо по его северо-восточному краю (Тектоника севера Русской плиты, 1969).

Анализ данных сейсморазведки и палеотектонических карт раннепермского, позднепермского и триасового этапов развития показывает, что к концу орогенного этапа развития западная граница Предуральского краевого прогиба фиксировалась резкими перепадами мощностей, приуроченными в основном к современному положению гряды Хоседа. Анализ геофизических полей позволяет рассматривать гряду Сорокина, поднятия Гамбурцева и Чернова вместе с разделяющими их Мореюской (Хайпудырской) и Верхне-Адзьвинской впадинами как единый тектонический элемент. В связи с этим представляется более целесообразным принимать за внешнюю границу Предуральского краевого прогиба юго-западный склон гряды Сорокина.

а) Большесынинская ванна. Границы Большесынинской ванны на юго-западе и западе достаточно четко определены структурами Средне-Печорского поперечного поднятия и Печоро-Кожвинского вала. На востоке ее ограничивают передовые структуры Уральской складчатой области и южная часть гряды Чернышева, выступающая в роли поперечного поднятия, разделяющего Большесынинскую и Косью-Роговскую ванны. Только на севере и северо-западе нет четких структурных ограничений этой ванны. На северо-западе, в районе устья р. Усы, карбонатное ложе Большесынинской ванны испытывает незначительный подъем и сочленяется здесь с Денисовским прогибом Тимано-Печорской эпибайкальской плиты. Восточная граница ванны со структурами Колвинского вала имеет отчетливое широтное простирание и намечается резким перепадом глубин залегания отражающих горизонтов, приуроченных к поверхности карбонатных пород палеозоя.

Анализ мощностей показывает, что Большесынинская ванна получила наиболее отчетливое выражение лишь в раннетриасовое время, когда, по-видимому, происходило наиболее значительное воздымание Кожимского поперечного поднятия Уральской складчатой области.

Строение Большесынинской ванны изучено в основном электроразведочными и площадными сейсморазведочными работами. Несколько скважин пробурено в ее восточной части, в пределах Нитчемъю-Сынинского вала.

По данным площадной сейсморазведки МОВ, в восточной части Большесынинской ванны уверенно прослеживается по всем отражающим горизонтам Нитчемъю-Сынинский вал (или Нитчемъю-Сынинская ступень, по терминологии ухтинских геофизиков), расположенный кулисообразно по отношению к структурам Усино-Колвинского поднятия Колвинского вала. Скорее всего его структуры являются непосредственным продолжением к югу структур Колвинского вала. Эти структуры при формировании Большесынинской ванны в раннетриасовое время были опущены по широтному разлому. Это лишний раз указывает на то, что структуры Колвинского вала, по сравнению с грядой Чернышева, имеют более древнее заложение.

Нитчемъю-Сынинский вал имеет протяженность до 65 км при ширине в северной части 45 км, а в южной 10-15 км. Он осложнен рядом локальных структур, сгруппированных в две параллельно расположенные цепочки. Наиболее высокое положение из них занимает северная, Пыжьельская структура, в пределах которой карбонатные отложения палеозоя залегают на глубинах порядка 2900 м. Наиболее погруженной является самая южная, Западно-Сынинская структура, где нижнепермские карбонатные отложения встречены на глубине 3345 м (скв. 1-Сыня). Таким образом, южная часть Нитчемъю-Сынинского вала погружена по сравнению с Усино-Колвинским поднятием на 2.3-2.4 км. Амплитуды локальных структур сравнительно небольшие и не превышают 100-150 м.

В наиболее погруженной части Большесынинской ванны поверхность карбонатного палеозоя (по данным сейсморазведки) прослеживается на глубинах около 4.5 км. Поддоманиковые отложения, которые в центральной части Печоро-Кожвинского вала (на Дзеля-Тереховейской структуре) залегают на глубинах не более 500 м, в центральной части Большесынинской ванны погружены

до глубин порядка 8.0–8.3 км. В восточной части ванны, непосредственно примыкающей к гряде Чернышева, выделяются Большеаранецкая и Краснокаменская антиклинали с круто наклоненными крыльями.

Большеаранецкая антиклиналь является узкой (до 1 км) гребневидной складкой субмеридионального простирания, характеризующейся почти симметричным строением: восточное и западное ее крылья наклонены под углами 45–50°. В приосевой части она разорвана, и нижнекаменноугольные отложения, слагающие ее ядро, надвинуты на сакмарско-артинские отложения, находящиеся в опрокинутом залегании. В свою очередь нижнепермские отложения, по-видимому, надвинуты на триасовые.

Краснокаменская антиклиналь расположена в среднем течен. р. Большой Сыни, непосредственно западнее гряды Чернышева. По морфологии она аналогична Большеаранецкой антиклинали и обладает пологим восточным и крутым западным крыльями. В пределах последнего нижнетриасовые отложения поставлены „на голову" и даже несколько запрокинуты к западу. Здесь же отмечено резкое несоответствие между элементами залегания нижне-среднетриасовых и верхнетриасовых отложений.

Заканчивая обзор морфологических особенностей структур Большесынинской ванны, следует подчеркнуть ее характерные черты, отличающие ее от соседних ванн Предуральского краевого прогиба. В первую очередь нужно отметить, что ее наиболее интенсивное развитие приходится в основном на триасовое время, когда в ее пределах накопились отложения мощностью свыше 1800 м (по данным бурения скв. 1-Вяткина). Второй ее особенностью является северо-западная ориентировка основных локальных структур, которая согласуется с простиранием платформенных структур – Печоро-Кожвинского, Колвинского валов и др. Все это показывает, что Большесынинская ванна формировалась на платформенном основании и на значительном удалении от первоначального положения западной границы Уральской складчатой области. Тем не менее она испытала очень интенсивные погружения, благодаря которым поверхность байкальского фундамента в ее пределах залегает на глубинах порядка 7–10 км.

б) Косью-Роговская ванна. Крупная, вытянутая параллельно Полярному Уралу Косью-Роговская ванна обрамлена линейно-складчатыми структурами. На юго-востоке и востоке – это передовые складки Уральского складчатого сооружения, на севере – антиклинальные структуры поднятия Чернова, а на западе и юго-западе – структуры гряды Чернышева. Другими особенностями, отличающими Косью-Роговскую ванну от более южных ванн прогиба, являются: 1) ее значительная ширина, достигающая в северной части 120 км; 2) огромная мощность орогенных формаций, достигающая в районе г. Воркуты 5–6 км; 3) наличие угленосных формаций; 4) проявления позднепермско-раннетриасового траппового магматизма, отсутствующие в более южных ваннах. Косью-Роговская ванна вместе с Коротаихинской от более южных ванн (Верхне-Печорской, Соликамской и др.) отличается также более поздним временем заложения и длительностью развития (Пучков, Тимонин, 1969, 1970).

Отмеченные особенности указывают на определенную специфику тектонических условий, в которых происходило формирование Косью-Роговской ванны. Различные исследователи оценивают ее по-разному. Так, иногда принимается, что Косью-Роговская ванна заложилась на мобильном геосинклинальном основании (взгляды В.А. Дедеева, В.С. Журавлева, А.С. Перфильева, Н.П. Хераскова, Ю.М. Пушаровского и др.). В то же время Г.А. Чернов считал, что ее западная часть лежит на платформенном основании, к тому же обладающем повышенной жесткостью. Причину образования угленосной и трапповой формаций он видел в медленном прогибании этого жесткого основания.

В настоящее время в связи с широким развитием поисково-разведочных работ на каменный уголь хорошо изучено строение верхней части орогенной формации, заполняющей Косью-Роговскую ванну Предуральского краевого про-

гиба. Глубинное строение этой ванны изучено пока еще недостаточно – в ее пределах пробурены всего лишь две глубокие скважины: 1–Кочмес и 1–Ярвож.

В южной части ванны в последнее десятилетие пройден ряд речных сейсморазведочных маршрутов и на отдельных ее участках проведена площадная сейсморазведка. Поэтому основными материалами для выяснения глубинного строения Косью–Роговской ванны в основном служат данные гравиразведки и в меньшей степени данные электроразведочных исследований методом ТТ.

В современном структурном плане достаточно отчетливо различаются две части Косью–Роговской ванны – восточная, осложненная прерывисто–линейной складчатостью (Интинские дислокации), и западная, для которой в основном характерно пологое залегание орогенных формаций. Интинские дислокации служат примером складчатости внутренней зоны прогиба. Это в основном крутые, более или менее симметричные складки с выходами в ядрах отложений артинского яруса. Их крылья сложены породами кунгура и уфимского яруса. Антиклинали характеризуются четко выраженной линейностью и вытянуты параллельно структурам Полярного Урала. Синклинальные складки, как правило, обладают крутыми крыльями и корытообразной формой, что хорошо видно на примере Интинской синклинали (Оппыкайнен, 1970).

В западной, наиболее широкой части Косью–Роговской ванны на широте р. Усы сейсморазведкой выявлен ряд структурных зон: Кочмесская, Романъ–ель–Хандыельская и Пальникшорская. Для западной зоны характерно Кочмесское поднятие, занимающее наиболее высокое гипсометрическое положение: глубина залегания карбонатных отложений нижней перми в скв. 1–Кочмес равна 150 м. Кочмесское поднятие отличается пологими углами наклона крыльев, которые по верхним отражающим горизонтам не превышают 3.5–4°, но несколько увеличивается с глубиной. Так, по горизонту П (в каменноугольных отложениях) угол падения восточного крыла достигает 7°, а более пологого северо–западного крыла – 3.5°. К востоку глубина залегания поверхности карбонатных отложений палеозоя и соответственно мощность орогенных формаций резко возрастают. В частности, по данным сейсморазведки МОВ, мощность пачки между отражающими горизонтами I и П увеличивается от 1500 м в районе Кочмесской структуры до 4000 м на Роман–Ельской структуре. Роман–Ельская структура наиболее отчетливо выражена по верхним отражающим горизонтам (I^{kg}), углы наклона которых достигают 5° и более. С глубиной амплитуда этой структуры уменьшается, причем ее юго–восточное крыло сливается с общим региональным погружением слоев к востоку (фиг. 31, см. вклейку).

Как было показано выше, в западной части Косью–Роговской ванны (по данным электроразведки и гравиметрических работ) по горизонту, совпадающему с допермским карбонатным ложем прогиба, наблюдаются структуры северо–западного простирания, по–видимому, унаследованные от более древних байкальских структур, также имеющих северо–западное простирание (Полетаев и др., 1968). Причем эти структуры лежат, как правило, на продолжении валов, развитых к западу от гряды Чернышева.

Северная часть Косью–Роговской ванны, примыкающая к поднятию Чернова и известная как Воркутская ступень, отличается от остальных частей этой ванны специфическим строением. Она занимает более высокое структурное положение, по сравнению с более южными участками Косью–Роговской ванны. Кроме того, в ее пределах развиты в основном брахиформные структуры, такие как Ярвожский купол, Верхне–Роговская и Воркутская мульды, соотношение осей которых близок 1 :1. Такая морфология структур, вероятно, обязана своим происхождением наложению двух разноплановых деформаций, вызванных двумя взаимно перпендикулярными ориентировками напряжений – Пай–Хойским и Полярно–Уральским.

В результате геофизических исследований и бурения выяснилось, что в допермском ложе, по крайней мере в пределах западной части Косью–Рогов–

ской ванны, геосинклинальные формации и структуры отсутствуют. Поэтому, по нашим представлениям, упомянутые специфические черты Косью-Роговской ванны объясняются не ее формированием на геосинклинальном палеозойском основании, а определяются: 1) молодым, байкальским возрастом ее фундамента, 2) ее положением вблизи внешнего угла платформы и 3) существованием в период ее образования сложного поля напряжений, обусловленного резким несовпадением структурных планов байкальского и варисцийского этажей (Пучков, Тимонин, 1969).

в) Поднятие Чернова (фиг. 2). Узкая зона поднятия Чернова, ориентированная на востоке в субширотном направлении, а в районе Вашуткиных озер поворачивающая на северо-запад, протягивается в материковой части более чем на 230 км. Судя по выходам палеозойских отложений на о-вах Долгом, Матвеева и Зеленец, оно протягивается еще дальше на северо-запад, в акваторию Баренцева моря, где, по данным морской сейсморазведки, прослеживается более чем на 70 км (Зенченко, 1970).

Поднятие Чернова состоит из ряда кулисообразно расположенных антиклиналей. Сюда входят (с востока на запад) Аяч-Ягинская, Воркутинская, Тарьюская, Падимейская и на крайнем северо-западе - Талатинская антиклинали (Г. Чернов, 1972). Шарнир поднятия постепенно воздымается к западу: в юго-восточных антиклиналиях на поверхность выходят девонские отложения, а в районе Вашуткиных озер (Тарьюская и Падимейская антиклинали) - силурийские. На участке от Вашуткиных озер до мыса Синькин нос коренные выходы отсутствуют и строение поднятия Чернова здесь неясно.

Антиклинали, как правило, вытянуты в северо-западном направлении, а соотношение их осей колеблется от 1 : 2 (Аяч-Ягинская антиклиналь) до 1 : 5 (Воркутинская и Падимейская антиклинали).

На всем протяжении вдоль юго-западного крыла поднятия Чернова наблюдается крупный надвиг с амплитудой порядка 1-2.5 км (Зенченко, 1970; Г. Чернов, 1972). По геофизическим данным (Зенченко, 1970), на северо-восточном крыле поднятия нарушения отмечены только в акватории Баренцева моря. На материке, судя по данным гравиразведки, они проходят на значительной глубине.

Характер зоны сочленения поднятия Чернова и гряды Чернышева коротко был рассмотрен выше. По данным гравиметрических исследований, здесь выявлена Нядейтинская грабен-синклиналь, по-видимому выполненная верхнепермскими отложениями (Полетаев и др., 1968).

Рассматривая вопрос о происхождении поднятия Чернова, следует прежде всего обратить внимание на его приуроченность к северному тектоническому шву так называемого Собского поперечного поднятия Уральской складчатой области (Перфильев, 1968).

Сравнительный анализ морфологии структур, смежных с грядой Чернышева, показывает, что она резко отличается от них своими интенсивными дислокациями. К западу от гряды Чернышева развиты пологие валообразные структуры северо-западного простирания, углы наклона крыльев которых лишь изредка достигают 10° и более. Эти структуры разделены крупными прогибами, в пределах которых слои залегают практически горизонтально.

К востоку от гряды Чернышева, в Косью-Роговской ванне, где многие исследователи предполагали наличие складчатого допермского основания, по данным геофизических исследований, выявлено моноклинальное погружение отражающих горизонтов к востоку. Оно лишь местами осложнено пологими валообразными поднятиями, которые прослеживаются как в допермском карбонатном ложе ванны, так и в орогенных формациях и, следовательно, свидетельствуют о послеорогенной складчатости. Более того, по данным гравиметрических и электроразведочных работ, в западной части Косью-Роговской ванны обнаружены структуры северо-западной ориентировки, согласной с направлением структур байкальского фундамента прогиба. Эти структуры даже

прослеживаются под надвигом, ограничивающим гряду Чернышева с востока, и, по-видимому, имеют своим продолжением к западу от нее валообразные поднятия (гряды Сорокина и Гамбурцева).

Все эти данные подчеркивают своеобразие гряды Чернышева, выражающееся в резко наложенном характере ее структур, по сравнению с ранее сформировавшимися структурами северо-западного простирания, а также в ее линейности и интенсивной дислоцированности, не свойственной структурам внешнего, приплатформенного борта Предуральского краевого прогиба.

Глава VII.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

Проведенный анализ истории развития структурного плана восточной части Большеземельской тундры и морфологии структур гряды Чернышева свидетельствует, что последняя сформировалась как шовная структура на границе двух блоков фундамента, разделенных разломом глубокого заложения. Наличие этого разлома доказывается всей историей геологического развития территории, прилегающей к гряде Чернышева.

Уже в раннем ордовике, вслед за заложением Уральской геосинклинальной области, на краю платформы, прилегающей к геосинклинали, сформировалась интенсивно прогибавшаяся зона перикратонного опускания, по-видимому отделенная разломом от остальной части эпибайкальской платформы. В зоне перикратонного опускания за время с ордовика по триас накопилась огромная толща отложений, достигающая в центральной части Косью-Роговской ванны мощности 10–12 км. Мощность синхронных им отложений в центральной части Хорейверского прогиба (по геофизическим данным) не превышает 4 км.

Влияние упомянутого разлома сказывалось на ход осадконакопления в течение всего палеозоя и раннего мезозоя. В южной части гряды Чернышева в позднем девоне и раннем карбоне наличие этого разлома фиксируется накоплением вблизи от него брекчий подводных оползней, а также устанавливается по сближению разнофациальных комплексов отложений – сынинского и вангырского типов разрезов (Елисеев, 1963).

Активизация этого разлома, имевшая место на рубеже перми и триаса, привела к тому, что он послужил каналом для излияния базальтов толеитового состава. В позднетриасово-раннеюрское время по нему произошла разгрузка интенсивных напряжений сжатия.

На такое время формирования гряды Чернышева указывает согласная дислоцированность пород триаса с подстилающими их палеозойскими отложениями и несогласное залегание средне-верхнеюрских отложений на разных горизонтах триаса и палеозоя, что отчетливо наблюдается на ее западном склоне.

Шовный характер дислокаций гряды Чернышева подчеркивается их резко выраженной линейностью. Выдвинутые на поверхность отложения, слагающие карбонатное основание Предуральского краевого прогиба, дислоцированы в узкой, но протяженной полосе, резко выделяющейся на фоне относительно спокойно залегающих толщ верхней перми и триаса в Хорейверском прогибе и в Большесынинской и Косью-Роговской ваннах Предуральского краевого прогиба (фиг. 31, см. вкладку).

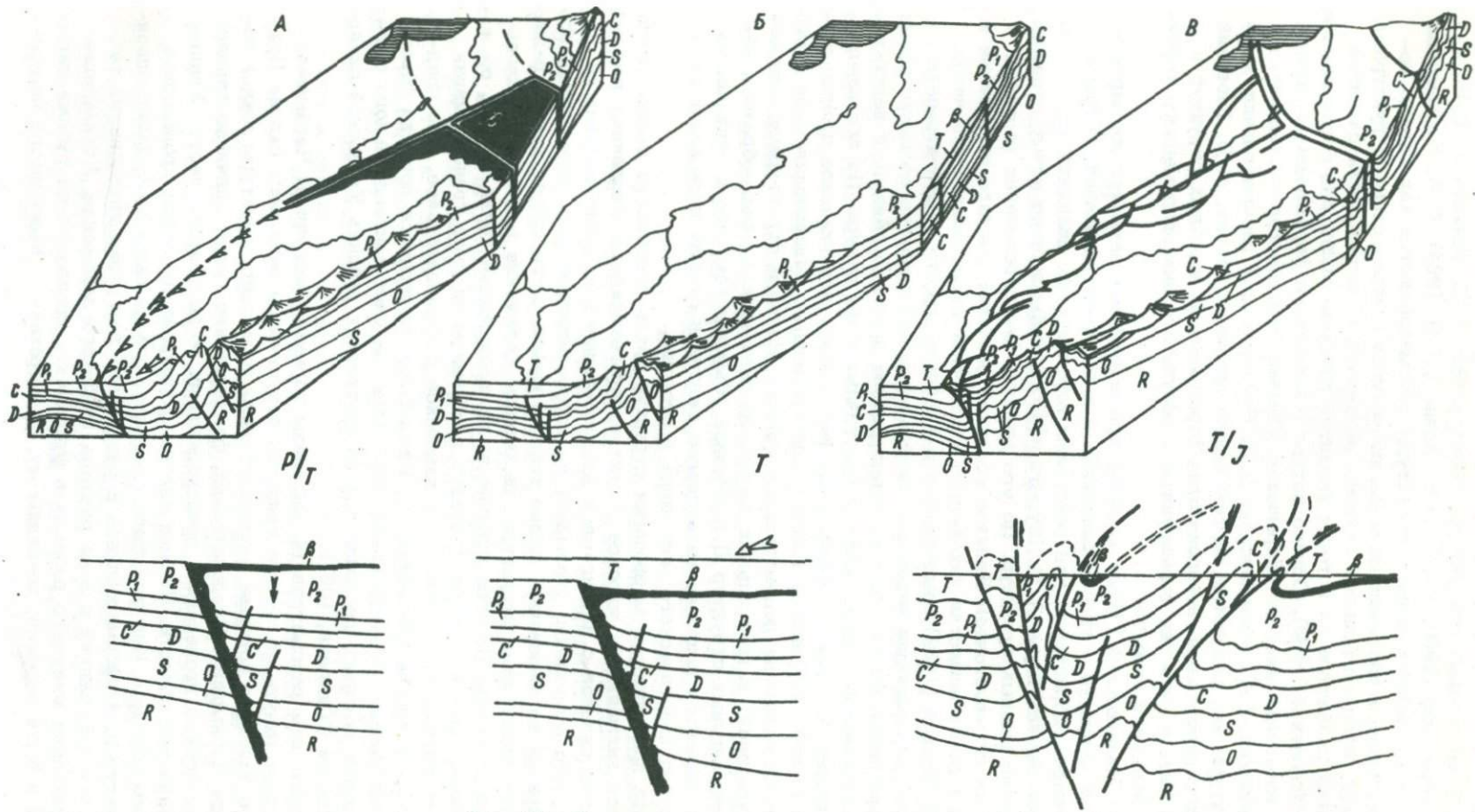
Вопросу о развитии и классификации шовных структур посвящен целый ряд статей, из которых следует упомянуть работы Н.С. Шатского (1948), Е.Е. Милановского (1960, 1962), В.Е. Хаина (1960, 1964), С.А. Несмеянова (1970). В этих работах шовные структуры рассматриваются как сложно построенные, узкие, и протяженные зоны, являющиеся поверхностным структурным выражением разломов большой глубины заложения и длительности развития, разделяющих различные по истории развития крупные глыбы или блоки земной коры (Милановский, 1960). Однако вопрос о механизме формирования шовных структур пока еще далек от разрешения. Обычно большинство исследователей (М.В. Гзовский, Е.Е. Милановский, Д.П. Резвой и др.) рассматривают шовные структуры как результат вертикального движения блоков. М.В. Гзовский (1963) экспериментально воспроизводил формирование подобных структур и пришел к выводу, что они формируются в результате знакопеременного вертикального движения штампов.

Е.Е. Милановский (1962) выделял три возможных варианта формирования шовных структур – грабен-синклиналей и горст-антиклиналей, которые, по его мнению, образуются под действием вертикальных движений двух смежных блоков земной коры. А.М. Шурыгин (1958) несколько по иному объяснял формирование шовных структур. По его мнению, при образовании подобных структур на юго-восточном Кавказе основное значение сыграло нагнетание в продольных зонах вещества какой-либо пластичной толщи осадочного чехла.

Д.П. Резвой (1969), выделивший в Алайском хребте чешуйчато-надвиговые структуры, имеющие некоторое морфологическое сходство со структурами гряды Чернышева, считал, что их формирование причинно связано с вертикальным раздавливанием поднимающихся пластичных толщ силура. По его мнению, за счет процесса поднятия происходило интенсивное вертикальное сжатие высокопластичной силурийской толщи с одновременным выдавливанием ее в стороны и напиранием на депрессионные участки. Наличие структурных понижений (синклиналей) в центральных частях описываемых им клинообразных чешуйчато-надвиговых структур Д.П. Резвой объяснил тем, что в этих частях поднятия создается наиболее интенсивное сжатие и отсюда происходит энергичный отток пластического материала в стороны.

Выше при описании морфологии структур гряды Чернышева неоднократно обращалось внимание на широкое развитие парагенетически связанных сжатых опрокинутых складок с надвигами и взбросо-надвигами, сопряженными со сдвигами, что несомненно указывает на первостепенную роль горизонтального сжатия при их формировании. Более того, в южной части гряды широко развиты крупные надвиговые структуры, вызвавшие сближение различных фациальных типов разрезов. По этой причине выше приведенные точки зрения, объясняющие формирование шовных структур в основном за счет трансформации глубинного радиального движения в наклонное и горизонтальное, нам представляются не вполне приемлемыми. Нами была предпринята попытка объяснить формирование структур гряды Чернышева за счет тангенциального сжатия, источник которого располагался во внутренних районах Уральской складчатой области (Тимонин, 1967).

Прежде чем рассматривать механизм формирования гряды Чернышева, следует подчеркнуть ее тесную связь со структурами западного склона Приполярного Урала, в которые непосредственно переходят структуры южной части гряды Чернышева. Следовательно, формирование гряды причинно связано с тектоническими процессами, происходившими во внутренних частях Уральской складчатой области. На наш взгляд, формирование гряды происходило следующим образом. Как уже было отмечено, она не была конседиментационной структурой, а сформировалась в результате разгрузки интенсивных тангенциальных напряжений в зоне разлома глубокого заложения. Активизация этого длительно жившего разлома в фундаменте произошла на рубеже перми и триаса и была вызвана, по-видимому, формированием Кожимского попереч-



Фиг. 32. Схема формирования гряды Чернышева.

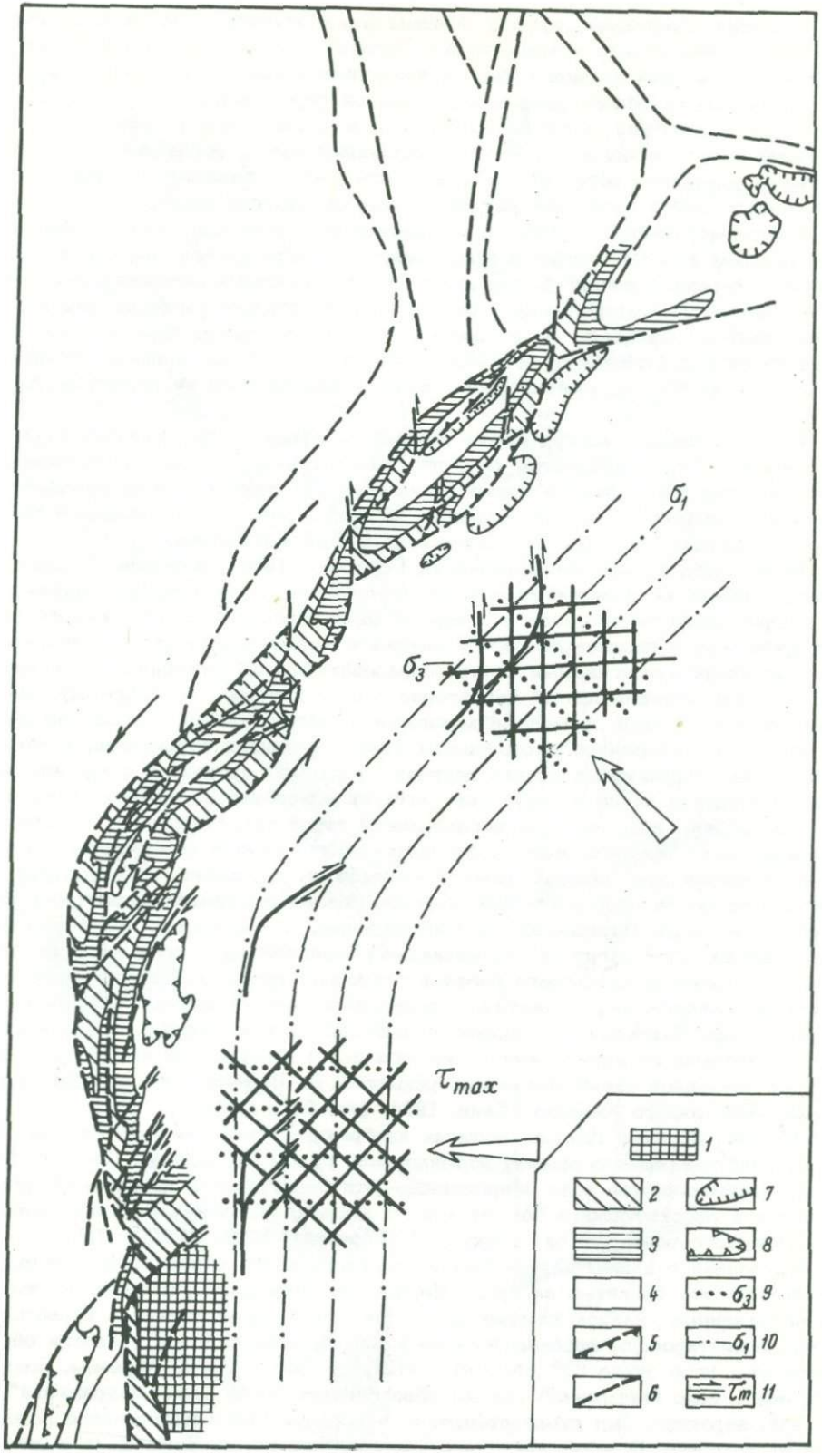
А – образование одностороннего грабена на рубеже перми и триаса; Б – заполнение одностороннего грабена осадками в триасовое время; В – формирование гряды Чернышева.

ного поднятия. Последнее, судя по данным формационного анализа мощностей, наиболее активно начало воздыматься на рубеже перми и триаса (фиг. 14). В связи с этим блок земной коры, ограниченный с запада рассмотренным выше разломом глубокого заложения, оказался перекошенным (фиг. 32, А). Его южная часть была наиболее приподнята, в связи с чем примыкающая к ней южная ветвь разлома оказалась в условиях сжатия, тогда как его северная, более удаленная ветвь находилась в условиях растяжения. По-видимому, этим и объясняется различная магматическая активность южной и северной ветвей рассматриваемого разлома. Находившаяся в зоне растяжения северная ветвь разлома вместе с субширотным разломом, ограничивающим с севера Собское поперечное поднятие (разлом поднятия Чернова), оказались наиболее проницаемыми для магматических расплавов и послужили каналами для излияния базальтовой магмы на поверхность. Вдоль южной ветви разлома следов магматической деятельности нет. Известно, что глубинные разломы, развивающиеся в обстановке сжатия коры, проводниками магмы не являются (Хаин, 1964).

Подчиненность структур гряды Чернышева ориентировке разлома глубокого заложения подчеркивается тем, что выполненные базальтами брахиструктуры вытянуты вдоль нее (а также вдоль поднятия Чернова) и не распространяются к западу от нее. Это наводит на мысль, что здесь находился уступ, препятствовавший излиянию базальтов в западном направлении.

По справедливому замечанию В.П. Горского (1964), излияние базальтов следует считать не завершением эпохи тектогенеза, а ее провозвестником. Завершение эпохи тектогенеза в северной части Предуральского краевого прогиба произошло в позднетриасово-раннеюрское время, когда эта территория была захвачена интенсивными складкообразовательными движениями. Однако специфические условия данной территории (среди которых, по-видимому, ведущее значение имели громадные мощности преимущественно грубообломочных отложений, связанных с орогенным этапом развития территории, а также несовпадение структурных планов доуралид и уралид) привели к тому, что в Косью-Роговской ванне в результате этих складкообразовательных движений были образованы лишь пологие валообразные структуры (например, Бергантымыльский вал). Интенсивные тангенциальные напряжения разгружались в узкой критической зоне вышеуказанного разрывного нарушения, в результате чего на его месте сформировалась крупная шовная чешуйчато-надвиговая структура – гряда Чернышева. Ее формирование, по-видимому, произошло по следующей схеме. Разгрузка тангенциальных напряжений в зоне разлома вызвала обособление клиновидного блока в осадочной толще, выжатого вверх интенсивными напряжениями сжатия, в результате чего образовалась характерная для гряды Чернышева структура с наклоненными в сторону ограничивающих ее разломов антиклиналями и синклиналью в центральной части (фиг. 32). Близкую указанной схеме предложил раньше А.М. Шурыгин для шовных структур Юго-Восточного Кавказа (Хаин, 1964, фиг. 26).

На фиг. 33 нами сделана попытка изобразить тектоническое поле напряжений, действовавшее в момент формирования гряды Чернышева. По М.В. Гзовскому, „тектоническое поле напряжений – это совокупность напряжений, возникающих и действующих в земной коре в связи с развитием определенного тектонического элемента ее структуры" (Гзовский, 1963, с. 200). При его восстановлении в нашем случае был предпринят анализ складчатых и разрывных дислокаций, развитых на гряде Чернышева. При этом учитывалось, что оси напряженных складок сжатия и плоскости взбросо-надвигов и надвигов обычно ориентированы перпендикулярно к направлению сжатия, а сдвиги образуют с ним угол около 30° (Moody, Hill, 1956). Таким образом, предполагаемое поле напряжений как бы обволакивает некий „узел напряжений", который, вероятно, был сконцентрирован в тыльной части Кожимского поперечного поднятия. По-видимому, при формировании гряды Чернышева в дан-


σ1
σ3
τmax
1
2
3
4
5
6
7
8
σ3 9
σ1 10
τm 11

ном поле напряжений имело место и левостороннее кручение, благодаря чему в северной части гряды образовались два левоэшелонированных чешуйчатых блока.

Различная вергентность структур гряды в ее северной и южной частях скорее всего объясняется разной глубиной залегания фундамента. Е.Е. Милановский (1960, 1962) подчеркивает, что в шовных структурах происходит их перекашивание в сторону более опущенного блока. Такое же положение наблюдается на гряде Чернышева; в южной части гряды наблюдается отчетливая западная вергентность структур, которая объясняется тем, что восточнее гряды фундамент практически выходит на поверхность, а западнее ее опущен на глубину до 8 км. В северной части, наоборот, более высокое положение занимает фундамент Хорейверского прогиба, по сравнению с фундаментом Косью-Роговской ванны (фиг. 17, 31, см. вкладки). Поэтому здесь наблюдается восточная вергентность структур гряды и происходит как бы поддвигание структур Косью-Роговской ванны под структуры гряды Чернышева. Центральная часть гряды, разделяющая участки ванн Предуральского краевого прогиба с примерно равной глубиной фундамента, отличается отчетливо выраженным веерообразным строением в разрезе.

Таким образом, специфика гряды Чернышева состоит в том, что она сформировалась на платформе в зоне разлома глубокого заложения в древнекиммерийскую фазу тектогенеза, которая в данном районе завершает каледонско-варисцийский цикл тектогенеза. Эта в целом чешуйчато-надвиговая структура типа антиклинория пишь на крайнем юге непосредственно связана со структурами западного склона Уральского складчатого сооружения, являясь их прямым продолжением. В северной, наиболее значительной части, она отделена от структур западного склона Урала пологими структурами обширной Косью-Роговской ванны Предуральского краевого прогиба. По этим признакам гряду Чернышева можно отнести к областям внегеосинклинальной складчатости (по классификации М.В. Муратова и В.Е. Хаина, 1968).

Фиг. 33. Тектоническое поле напряжений, вызвавшее формирование гряды Чернышева.

1-4 – области распространения формаций (1 – доуралид, 2 – ордовикско-раннедевонского этапа, 3 – среднедевонско-каменноугольного этапа, 4 – пермско-триасового, орогенного, этапа); 5 – надвиги и взбросо-надвиги; 6 – прочие разрывные нарушения; 7 – контуры выходов базальтов Р-Т возраста; 8 – стратоизогипсы по разным горизонтам палеозоя; 9 – максимальные напряжения сжатия; 10 – напряжения растяжения; 11 – максимальные касательные напряжения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для решения вопроса о природе гряды Чернышева и установления истории ее развития и формирования автору потребовалось привлечь обширный геолого-геофизический материал как по самой гряде, так и по прилегающим территориям. Анализ истории развития такой обширной территории оказался необходимым, для того чтобы лучше показать специфические черты истории развития и становления этой своеобразной структуры.

В процессе изучения палеотектонической обстановки восточной части Большеземельской тундры в палеозое и мезозое установлено, что в формировании структурного плана этой территории значительную роль сыграло наложение двух разноплановых деформаций: 1) северо-западной ориентировки, унаследованной от структурного плана доуралид, и 2) субмеридионального и северо-восточного направления, обусловленного тектоническими процессами, происходившими в Уральской палеозойской геосинклинали.

Впервые для обширной территории восточной части Большеземельской тундры построена серия карт размещения формаций для отдельных этапов развития этого региона. В платформенном чехле рассматриваемой территории обособляются три крупных структурных (структурно-формационных) комплекса:

1) ордовикско-каменноугольный, отвечающий собственно геосинклинальному (доорогенному) этапу развития соседней Уральской палеозойской геосинклинали;

2) пермско-триасовый, отвечающий орогенному этапу ее развития;

3) мезозойско-кайнозойский, характеризующий посторогенный этап развития рассматриваемой территории.

Каждый из выделенных структурных комплексов был разделен на несколько частей, отделенных друг от друга крупными стратиграфическими перерывами и накопившихся в течение отдельных этапов развития между начальными моментами двух последовательно сменяющихся трансгрессий.

На основе палеотектонического анализа установлено, что уже в ордовике на краю платформы сформировалась зона перикратонного опускания (Кожимско-Верхнеусинская зона прогибания). От расположенной к западу части эпибайкальской платформы (плиты) она была отделена разломом глубокого заложения, влияние которого на ход осадконакопления ощущалось в течение всего доорогенного этапа развития этой территории. На рубеже перми и триаса произошла активизация этого разлома и он послужил каналом для излияния базальтовой магмы толеитового состава.

Гряда Чернышева не была конседиментационной структурой. На доорогенном этапе развития в ее районе наметилась флексура, которой на глубине отвечал разлом глубокого заложения, ограничивающий с запада зону перикра-

тонного опускания. Лишь в поспетриасовое время, в результате заключительной фазы варисцийского тектогенеза, захватившей территорию Предуральского краевого прогиба, этот разлом явился той критической зоной, вдоль которой произошла разгрузка интенсивных тангенциальных напряжений и сформировалась крупная шовная (надразломная) структура – гряда Чернышева. По всей вероятности, источник тангенциальных напряжений находился во внутренних частях Уральской складчатой области.

Анализ парагенезиса структур гряды Чернышева показал, что для нее характерно сочетание продольных крупноамплитудных надвигов со сжатыми напряженными складками. Существенную роль в структурном рисунке гряды играют косые нарушения, являющиеся сдвигами (взбросо-сдвигами), которые, как, правило, сопряжены с пологими надвигами и взбросо-надвигами. Тем не менее структурные рисунки южной и северной частей гряды Чернышева существенно различаются. Для южной части гряды характерна отчетливо выраженная западная вергентность структур, подчеркнутая однообразным надвиганием тектонических чешуй с востока на запад. В северной части гряды выделяются два левоэшелонированных блока чешуйчатого строения. Южный из них (Шарью-Заостренский) имеет в разрезе клиновидное строение, причем его краевые антиклинали равномерно надвинуты на структуры Большесынинской и Косью-Роговской ванн Предуральского краевого прогиба. Северный (Тальбейский) блок обладает специфичной восточной вергентностью структур. Различная вергентность структур в разных частях гряды, вероятно, объясняется разной глубиной залегания фундамента в блоках, разделенных разломом глубокого заложения, над которой сформировалась гряда Чернышева. Именно поэтому наблюдается своеобразное „перекашивание" структур гряды в сторону более погруженных блоков.

Анализ морфологических особенностей структур гряды Чернышева позволяет отнести ее к разряду шовных чешуйчато-надвиговых антиклинориев, сформировавшихся в условиях интенсивного сжатия. В результате разгрузки тангенциальных напряжений в зоне вышеуказанного разлома произошло обособление клиновидного блока в осадочной толще, который был выжат вверх интенсивными напряжениями сжатия. В его пределах возникли характерные для гряды Чернышева структуры с наклоненными в сторону ограничивающих ее разломов антиклиналями и синклиналью в ее центральной части.

Сравнительный анализ морфологии и истории развития гряды Чернышева и смежных с ней Печоро-Кожвинского и Колвинского валов эпибайкальской Тимано-Печорской плиты показал, что гряда резко отличается от них своими интенсивными дислокациями и историей становления.

На месте указанных валов в палеозое существовали авлакогены, характеризовавшиеся накоплением мощных толщ отложений. Валообразные поднятия сформировались на месте этих авлакогенов уже в предпермское время в результате инверсии тектонического режима в их пределах. На месте же гряды Чернышева на доорогенном и орогенном этапах существовала флексура, связанная на глубине с разломом глубокого заложения.

Структуры гряды Чернышева наложены на структуры Тимано-Печорской эпибайкальской плиты. Реликты последних, по данным гравиметрических и электроразведочных работ, прослеживаются к востоку от гряды Чернышева, в пределах Косью-Роговской ванны.

Таким образом, гряда Чернышева сформировалась на платформе в зоне разлома глубокого заложения. Однако по характеру дислокаций она близка к линейно-складчатым структурам западного склона Уральской складчатой области, с которыми она непосредственно связана на крайнем юге. В северной, наиболее значительной части она отделена от структур западного склона Урала пологими структурами обширной Косью-Роговской ванны Предуральского краевого прогиба. По этим признакам гряду Чернышева можно отнести к областям внегеосинклинальной складчатости (по классификации М. В. Муратова и В. Е. Хаина, 1968).

Полученные в течение последнего десятилетия данные свидетельствуют о широких перспективах Большеземельской тундры в отношении нефтегазоносности, причем перспективным оказался весь разрез отложений палеозоя и нижнего мезозоя (Иванов, 1968; Кремс, 1968; Вассерман, Литвиненко, 1971, и др.).

Известно, что при оценке перспектив нефтегазоносности отдельных структурных элементов следует учитывать наличие хороших коллекторов и непроницаемых покрышек, а также условия формирования залежей нефти и газа и их сохранности. С этой точки зрения определенный интерес должны представить данные формационного анализа палеозойских и мезозойских отложений и проведенный автором анализ истории развития основных структурных элементов Большеземельской тундры.

Полученные в настоящей работе выводы должны способствовать быстрейшему выявлению и освоению нефтяных и газовых месторождений Большеземельской тундры.

ЛИТЕРАТУРА

Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1966.

Антипов 2-й А. О горных исследованиях в Печорском крае, произведенных в 1857 г. – Горный журнал, 1858, ч. 2, кн. 4.

Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя Северного Приуралья. Масштаб 1 : 2 500 000. Л., „Наука", 1972.

Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Поздний докембрий и палеозой, ч. 1. М., 1961.

Афанасьев Б.Л. Структурно-фациальное значение углеобразующих зон. – В кн.: Геология нефти и газа северо-востока европейской части СССР, вып. 1, М., „Недра", 1964.

Афанасьев Б.Л., Яцук В.И. Основные этапы геологического развития Печорского угольного бассейна и его современная структура. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР, вып. 1У. М., „Недра", 1965.

Беккер Ю.Р. Основные типы формаций Уральской складчатой области. – Сов. геол., 1965, № 12.

Белкин В.И. Новые данные по стратиграфии и литологии мезозоя Большеземельской тундры. – В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока Европейской части СССР, вып. 5, Сыктывкар, 1965.

Белкин В.И. Юра, мел и палеоген Печорского угольного бассейна и прилегающих районов. Автореф. канд. дисс. Пермский гос. ун-т, 1970.

Белкин В.И. К истории геологического развития территории Печорского угольного бассейна в юрское, меловое и палеогеновое время. – В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР и севера Урала. Труды УП геол. конф. Коми АССР, т. 1. Сыктывкар, 1971.

Богацкий В.И., Войтович А.К. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Верхне-Печорской впадины. – В кн.: Проблемы нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции. М., Изд-во ЦНИИТЭнефтегаз, 1964.

Богданов А.А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. – В кн.: Материалы к познанию геол. строения СССР, вып. 7 (11). Изд-во МОИП, 1947.

Богданов А.А. О термине „структурный этаж". Статья 3. – Бюлл. МОИП, 1963, отд. геол., 38, вып. 1.

Богданович Г.Г., Данилов В.П. Шарью-Заостренское месторождение. – В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 3. М., „Недра", 1965.

Буртман В.С. О горизонтальных складках. – Геотектоника, 1968, № 2.
Варсанофьева В.А. Тектоническое и геоморфологическое развитие Урало-Тиманской области. – Бюлл. МОИП, 1961, отд. геол., 35, вып. 4.
Варсанофьева В.А. История геологического развития (Тиман, Печорская депрессия, Урал и Пай-Хой). – В кн.: Геология СССР, т. II, ч. 1. М., Госгеолиздат, 1963а.
Варсанофьева В.А. Тектоника (Урал, Пай-Хой, Тиман и Печорская низменность). – В кн.: Геология СССР, т. II, ч. 1. М., Госгеолиздат, 1963б.
Вассерман Б.Я., Литвиненко Н.И. Характеристика основных областей нефтегазонакопления Тимано-Печорской провинции. – В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР и севера Урала. Труды VII геол. конф. Коми АССР, ч. 1, Сыктывкар, 1971.
Воинова Е.В. Геологические исследования в Печорском крае в бассейне р. Б. Сыня-ю летом 1932 г. – Труды ЦНИГРИ, 1933, вып. 69.
Войновский-Кригер К.Г. Геология Воркутского каменноугольного месторождения в свете работ последних лет и перспективы северо-восточной части Большеземельской тундры. – В кн.: Материалы 1 геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1944а.
Войновский-Кригер К.Г. Угленосная площадь среднего течения р. Печоры (Каменноугольное месторождение Еджид-Кырта). – Труды Сев. геол. управл., 1944б, вып. 10.
Войновский-Кригер К.Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. – Сов. геол., 1945, № 6.
Войновский-Кригер К.Г. Некоторые вопросы структуры Печорского угленосного бассейна. – Труды ИГН АН СССР, 1947, угольн. сер. (№ 2), вып. 90.
Войновский-Кригер К.Г. Основные черты геотектонического развития Печорского угленосного бассейна. – В кн.: Материалы III геол. конф. Коми АССР, Сыктывкар, 1948.
Войновский-Кригер К.Г. Елецкая экскурсия. – В кн.: Путеводитель геологических экскурсий. Сыктывкар, 1955.
Войновский-Кригер К.Г. О тектонической структуре и основных этапах геосинклинального развития Печорского угольного бассейна. – Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 6.
Войновский-Кригер К.Г. О геотектоническом развитии Печорского угольного бассейна. – В кн.: Труды Геол. совещ., посвящ. 25-летию геол. изучения Печорского угольного бассейна, Сыктывкар, 1958.
Войновский-Кригер К.Г. Девонские отложения Лемвинской фациально-структурной зоны и примыкающих районов (западный склон Полярного Урала). – Бюлл. МОИП, 1962, отд. геол., 37, вып. 2.
Войновский-Кригер К.Г. Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). – Бюлл. МОИП, 1963, отд. геол., 38, вып. 2.
Волков С.Н., Яцук Н.В. Геологический очерк Полярного Урала. – Труды Всес. аркт. ин-та, 1937, т. 87, ч. 1.
Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. – Изв. АН СССР, 1961, сер. геол., № 1.
Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. – Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 85.
Гафаров Р.А. Вопросы тектоники фундамента севера Восточно-Европейской платформы. – Геотектоника, 1966, № 4.
Гафаров Р.А. Сравнительная тектоника фундамента и типы аномальных магнитных полей Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ. – Автореф. докт. дисс. ГИН АН СССР. 1972.

Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 3. Печорский угольный бассейн и другие месторождения угля Коми АССР и Ненецкого нац. округа. М., „Недра", 1965.

Герник В.В. Применение палеомагнитного метода для стратиграфического расчленения метаморфических пород фации зеленых сланцев (на примере западного склона Полярного Урала). – Автореф. канд. дисс. Л., 1969.

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. ч. III и 1У. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Голдин Б.А., Давыдов В.П., Мизин В.И., Пучков В.Н., Тимонин Н.И., Тимонина Р.Г., Юшкин Н.П. Трапповые формации Северного Урала и Приуралья. – В кн.: Проблемы магматизма западного склона Урала. Труды Ин-та геол. и геофиз. Уральск. научн. центра АН СССР, вып. 95, Свердловск, 1972.

Горский В.П. Триасовые отложения северной части Предуральского прогиба. – Труды ВНИГРИ, 1960, вып. XX1X.

Горский В.П. Роль глубинных разломов в формировании структурно-формационных зон Урала (на примере северной его части). – В кн.: Глубинные разломы. М., „Недра", 1964.

Горский В.П. Общие закономерности развития Предуральского краевого прогиба. – В кн.: Совещ. по проблеме „Прогибы", Л., 1966.

Горский В.П., Грамматчикова Е.А. Новые данные по стратиграфии девонских отложений кряжа Чернышева на Приполярном Урале. – Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 43.

Гофман Э. Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой. (Исследования экспедиции, снаряженной имп. Русским географическим обществом в 1847, 1848 и 1850 годах).(Перевод с нем.) СПб., 1856.

Дедеев В.А., Заломина Н.М., Запольнов А.К., Кравец В.С., Матвеева Т.А., Сафронов П.М., Сорокин В.А., Ференс-Сороцкий А.А. Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Тимано-Печорской области. – Труды ВНИГРИ, 1965, вып. 245.

Дедеев В.А., Запольнов А.К. и др. Сравнительная тектоника Мезенской и Печорской синеклиз. Л., „Наука", 1969.

Джанибеков А.Ф. Геологическое строение и нефтегазоносность Мичаюского вала Печорской депрессии. – Геол. нефти и газа, 1962, № 2.

Добролюбова Т.А., Сошкина Е.Д. Общая геологическая карта Европейской части СССР (Северный Урал), п. 123. – Труды Ленингр. геолого-геодез. треста, 1935, вып. 8.

Добротворская Л.В. Девонские отложения Печорской гряды и их нефтегазоносность. – Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 133.

Дорошко С.М., Куренков Н.Т. Основные черты тектоники и нефтегазоносности пермских отложений северной части Предуральского краевого прогиба. – В кн.: Проблемы нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции. М., Изд-во ЦНИИТЭнефтегаз, 1964.

Дуркина А.В. Нижний карбон Печорской гряды и его нефтеносность. – Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 133.

Елисеев А.И. Стратиграфия карбона южной части гряды Чернышева. – ДАН СССР, 1958, 121, № 2.

Елисеев А.И. Литология фаменских и нижнетурнейских отложений реки Вангыра (южная часть гряды Чернышева). – В кн.: Сб. трудов по геол. и палеонтол. Сыктывкар, 1960а.

Елисеев А.И. К стратиграфии карбона северной части гряды Чернышева. – Труды Коми фил. АН СССР, 1960б, № 10.

Елисеев А.И. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Елисеев А.И. О скрытых стратиграфических перерывах в карбонатных толщах карбона гряды Чернышева. – В кн.: Палеозойские отложения Северного Приуралья. М.-Л., „Наука", 1966.

Елисеев А.И. К стратиграфии карбона Лемвинской зоны Полярного Урала. – ДАН СССР, 1968, 181, № 1.

Елисеев А.И. О фациальной зональности территории западного склона Приполярного и Полярного Урала в раннем карбоне. – ДАН СССР, 1969, 184, № 4.

Елисеев А.И., Тимонин Н.И., Михайлова З.П. Новые данные о средне- и верхнекаменноугольных отложениях южной оконечности гряды Чернышева. – В кн.: Ежегодник-1971 Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1972.

Енцова Ф.И. Мезозойские отложения Колвинского поднятия. – В кн.: Геология нефти и газа северо-востока европейской части СССР, вып. 1. М., „Недра", 1964.

Енцова Ф.И., Коновалова М.А., Сливкова Р.П., Тельнова В.Д. Пермские отложения севера Тимано-Печорской провинции и их нефтегазоносность. – Нефтегаз, геол. и геофиз., 1969, № 6.

Енцова Ф.И., Хайцер Л.Д. О триасовых отложениях в Печорском бассейне. – ДАН СССР, 1959, 129, № 4.

Ермилов А.В. Новые данные по стратиграфии нижнепермских морских отложений юго-западной части гряды Чернышева. – Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, 1962, вып. 2.

Журавлев В.С. Сравнительная характеристика периклинальных прогибов Уральской складчатой системы и особенности их современного рельефа (автореф. докл.). – Бюлл. МОИП, 1964а, отд. геол., № 39, вып. 5.

Журавлев В.С. Сравнительная тектоника экзогональных впадин Русской платформы. – В кн.: Деформация пород и тектоника. Междунар. геол. конгр.,XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4. М., „Наука", 1964б.

Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. Автореф. дисс. дисс. ГИН АН СССР, 1969.

Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. – Труды ГИН АН СССР, 1972, вып. 232.

Журавлев В.С., Гафаров Р.А. Схема тектоники северо-востока Русской платформы. – ДАН СССР, 1959, 128, № 5.

Журавлев В.С., Перфильев А.С., Херасков Н.П. Пространственные и временные соотношения между уралидами и доуралидами на восточном ограничении Русской платформы. – Бюлл. МОИП, 1965, отд. геол., 40, вып. 5.

Журавский А.В. О западе Большой Земли. – Тр. СПб. об-ва естествоисп., 1905, т. 35, отд. зоол. и физ.

Журавский А.В. Результаты исследований Приполярного Запечорья в 1907-1908 гг. – Изв. ИРГО, 1909, т. XLУ.

Загороднов А.М. Тектоническое строение Урало-Пайхойской провинции (по аэромагнитным данным). – В кн.: Аэромагнитная съемка в геологии. Сб. статей, посвящ. 25-летию аэромагнитной съемки в СССР. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Залипухин М.И. Новые данные по геотектоническому районированию Тимано-Печорской депрессии (по аэромагнитным данным). – В кн.: Аэромагнитная съемка в геологии. Сб. статей, посвящ. 25-летию аэромагнитной съемки в СССР. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Запольнов А.К. Тектоника Большеземельской тундры. Л., „Наука", 1971.

Зархидзе В.С. Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя севера Тимано-Уральской области. Автореф. канд. дисс. Л., 1970а.

Зархидзе В.С. Кайнозойская история побережья Европейского северо-востока. – В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометеороп. изд-во, 1970б.

Зенченко М.П. Тектоническое строение Предуральского краевого прогиба по материалам региональных сейсмических исследований. В кн.: 3-я научно-техн. конф. Печорского угольного бассейна, посвящ, результатам научных исследований в 1968-1969 гг. Воркута, 1970.

Зоненшайн Л.П. О миогеосинклиналях. – Геотектоника, 1969, № 4.

Иванов А.В. Газоносность палеозойских и мезозойских отложений Тимано-Печорской области по данным бурения. – Нефтегаз, геол. и геофиз., 1968, № 9.

Иванов А.В., Саар А.А. Перспективы нефтегазоносности Колвинского вала и сопредельных районов. – Нефтегаз, геол. и геофиз., 1965, № 9.

Иванова А.М. Верхнекембрийские и ордовикские отложения Пай-Хоя и северной части Полярного Урала. – Труды НИИГА, 1959, т. 96.

История угленакопления в Печорском бассейне. М.-Л., „Недра", 1965.

Казанин В.И. К методике изучения складчатых структур по складкам волочения. – Изв. АН Каз. ССР, 1968, сер. геол., № 6.

Калашников Н.В. К стратиграфии нижнего карбона бассейна Верхней Усы. – Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, 1963, вып. 4.

Карпинский А.П. 1919. К тектонике европейской России. – Изв. Акад. наук, 1919, У1 сер., № 12-15.

Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. – Тр. ИГН АН СССР, 1949, сер. геол. (№ 34), вып. 104.

Князев С.А., Тарбаев Б.И. Новые данные по геологии гряды Чернышева. – В кн.: Материалы по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока европейской части СССР, вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Кондиайн О.А. О структурном положении Предуральского краевого прогиба. – В кн.: Совещ. по проблеме „Прогибы". Л., 1966.

Коперина В.В. Отчет по геологической съемке верхнего течения р. Адзывы и р. Хайпудыры в 1932 г. – Землеведение, 1933, т. 35, вып. 4.

Корень Т.Н., Енокян В.С. О границе силура и девона в разрезе терригенных отложений Западного Пай-Хоя. – В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР. Труды VII геол. конф. Коми АССР, ч. 1, Сыктывкар, 1971.

Кремс А.Я. Научное обоснование перспектив газоносности Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. – Геол. нефти и газа, 1968, № 3.

Кулик Н.А. Поездка в Большеземельскую тундру летом 1910 года. – Труды Об-ва земледелия при Петроградском ун-те, 1914, ч. III.

Кулик Н.А. Предварительный отчет о поездке в Большеземельскую тундру летом 1910 года. – Зап. Минер. об-ва, 1915, 2-я сер., ч. 51.

Кушнарева Т.И. Доманиковые фации среднефранского бассейна Тимано-Печорской провинции. – Изв. Высш.учебн. завед., 1963, геол. и развед., № 3.

Леворсен А.И. Палеогеологические карты. (Перевод с англ.). М., Гостоптехиздат, 1962.

Лукьянов А.В. Некоторые сочетания структур, вызванные горизонтальными движениями по разломам при современных катастрофических землетрясениях. (Автореф. докл.) – Бюлл. МОИП, 1963, отд. геол., 38, вып. 5.

Лупанова Н.П., Маркин В.В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинория. – Труды Геол. музея им. А.П. Карпинского, вып. XII. М.-Л., „Наука", 1964.

Львов К.А. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии. – Сов. геол., 1957, сб. 55.

Львов К.А. Протерозой и нижний палеозой Урала. – Бюлл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1.

Македонов А.В. Формации Печорского бассейна и некоторые закономерности образования и развития угленосных формаций. – В кн.: Угленосные формации некоторых регионов СССР. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1961.

Македонов А.В. Тектоника Печорского бассейна. – В кн.: История угленакопления в Печорском бассейне. М.-Л., „Наука", 1965.

Македонов А.В., Погоревич В.В. Северная часть Предуральского прогиба и Пай-Хой (пермская система). – В кн.: Стратиграфия СССР. Пермская система. М., „Недра", 1966.

Малашевский В.Н. Стратиграфия доордовикских метаморфических образований Приполярного Урала. – Труды ВСЕГЕИ, 1967, т. 144.

Маркин В.В. Ордовик и силур западного склона Приполярного Урала. – Труды Геол. музея АН СССР, 1960, вып. III, М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.

Матвиевская Н.Д. Тектоника Печорской впадины в связи с ее нефтегазоносностью. Автореф. канд. дисс. М., 1968.

Мелещенко В.С., Янов Э.Н. О пригеосинклинальных прогибах. – Геол. и геофиз., 1960, № 11.

Милановский Е.Е. О некоторых закономерностях и истории тектонического развития шовных зон. (Автореф. докл.). – Бюлл. МОИП, 1960, отд. геол., № 3.

Милановский Е.Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон (на примере Кавказа). – Сов. геол., 1962, № 6.

Миронова М.Г., Степанов Д.Л. О возрасте мергелистого горизонта нижнепермской толщи Печорского бассейна. – ДАН СССР, 1957, т. 114, № 3.

Муратов М.В., Хаин В.Е. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и в пространстве. – Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. сов. геол., проблема 3. М., „Наука", 1968.

Мурчисон Р.И., Вернейль Э., Кейзерлинг А.А. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского, ч. 1, 2, т. II. Перевод А.Д. Озерского, 1849.

Несмеянов С.А. Типы шовных зон западного Тянь-Шаня и некоторые вопросы классификации шовных зон. – В кн.: Жизнь Земли. Сб. Музея землеведения МГУ, № 6, Изд-во МГУ, 1970.

Обуэн Ж. Геосинклинали. (Перевод с англ.). М., „Мир", 1967.

Оллыкайнен А.М. Тектоника Интинского месторождения. – В кн.: Материалы IУ Коми республиканской молодежной научной конференции. Сыктывкар, 1970.

Осада М.А. Структура поверхности фундамента Большеземельской тундры по геофизическим данным. – Геотектоника, 1968, № 1.

Осадчев Б.Я., Иванова А.М. Геологическое строение бассейна р. Нярмы, Лядгея и Б. Хууты (Полярный Урал). – Труды НИИГА, 1952, т. 49.

Оффман П.Е. О происхождении Тимана (Автореф. докл.). – Бюлл МОИП, 1960, отд. геол., 35, вып. 1.

Павловский Е.В. Зоны перикратонных опусканий – платформенные структуры первого порядка. – Изв. АН СССР, 1959, сер. геол., № 12.

Палеогеография центральной части Советской Арктики. Под ред. И.С. Грамберга. Труды НИИГА, 1967, т. 150.

Панов Д.Г. Основные черты тектоники Советской Евразии. – Проблемы сов. геол., 1935, № 3.

Перфильев А.С. Особенности тектоники севера Урала. – Труды ГИН АН СССР, 1968, вып. 182.

Перфильев А.С., Херасков Н.П. Урал. – В кн.: Тектоника Европы. (Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000). М., „Наука" и „Недра", 1964.

Першина А.И. Стратиграфия и палеогеография девонских отложений правобережья Средней Печоры и южной части гряды Чернышева. М.–Л., Изд–во АН СССР, 1960.

Першина А.И. Силурийские и девонские отложения гряды Чернышева. М.–Л., Изд–во АН СССР, 1962.

Першина А.И. Силурийские и девонские отложения западного склона севера Урала. – В кн.: *Палеозойские отложения* Северного Приуралья. М.–Л., „Наука", 1966.

Першина А.И., Филиппова Л.И. Силур и нижний девон Тимано–Печорской провинции. – ДАН СССР, 1971, 199, № 5.

Полетаев Б.Д., Розенберг В.Н., Курбатова Н.С., Шатерникова Т.А. Геологическое строение Печорского угольного бассейна по геофизическим данным. – Изв. Высш. учебн. завед. 1966, геол. и разв., № 12.

Полетаев Б.Д., Розенберг В.Н., Яцук В.И. Новые данные о структуре северо–восточного окончания Русской платформы и прилегающей части Предуральского краевого прогиба. – Геотектоника, 1968, № 5.

Пономарев Т.Н. Геологический очерк Интинского угленосного района Печорского округа Коми АССР. – Труды ЦНИГРИ, 1939, вып. 115.

Пучков В.Н. Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы. Автореф. канд. дисс. ГИН АН СССР, 1970.

Пучков В.Н., Тимонин Н.И. Некоторые черты тектоники Приполярного Урала и гряды Чернышева, отражающиеся на аэрофотоснимках. – Труды Ин–та геол. Коми фил. АН СССР, 1968, вып. 8.

Пучков В.Н., Тимонин Н.И. Особенности тектоники Косью–Роговской впадины Предуральского краевого прогиба. – В кн.: Материалы Ш Коми республиканской молодежной научной конференции. Сыктывкар, 1969.

Пучков В.Н., Тимонин Н.И. К истории тектонического развития территории *севера Урала и Приуралья в пермский период.* – *В кн.: Вопросы* геологии и магматизма Урала. Труды I Уральской конф. молодых геол. и геофиз. Свердловск, 1970.

Пущаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. – Труды *ГИН АН СССР*, 1959, вып. 28.

Пущаровский Ю.М. Резонансно–тектонические структуры. – Геотектоника, 1969, № 1.

Раабен М.Е. Стратиграфия древних свит Полярного Урала. Стратиграфия и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала. – Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. 35.

Разницын В.А. О развитии крупных платформенных структур Тимано–Печорского края. – Труды Ин–та геол. Коми фил. АН СССР, 1962, вып. 3.

Разницын В.А. Тектоническая карта Коми АССР и сопредельных районов. – Труды Ин–та геол. Коми фил. АН СССР, 1963, вып. 4.

Разницын В.А. Тектоника Южного Тимана. М.–Л., „Наука", 1964.

Разницын В.А. О связи Урала с Русской платформой в Тимано–Печорской области. – Изв. высш. учебн. завед., 1969а, геол. и разв., № 8.

Разницын В.А. Этапы становления структур северо–востока европейской части СССР (*байкальский цикл*). – Сов. геол., 1969б, № 10.

Резвой Д.П. К проблеме „шарьяжей" в Алтайском хребте. – Бюлл. МОИП, 1969, отд. геол., т. 44, вып. 4.

Ротай А.П. Новые данные по угленосности южной части Печорского бассейна. – Труды ИГН АН СССР, 1974, угольн. сер. (№ 2), вып. 90.

Ротай А.П. Каменноугольная система. Печорский угольный бассейн, Печорский Урал и Пай-Хой. – В кн.: Геология СССР, т. II, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Руднев Д. Предварительный отчет о Большеземельской экспедиции 1904 г. – Изв. РГО, 1905, т. XII, вып. III.

Сергиевский В.М. Основные особенности металлогении и металлогеническое районирование Урала. – В кн.: Материалы по геол. и полезным ископ. Урала, вып. 5. Свердловск, 1958.

Ситтер Л.У. де. Структурная геология. (Перевод с англ.). М., ИЛ, 1960.

Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 1У. Турнейский век. Свердловск, 1967.

Солнцев О.А., Литвиненко Н.И. Печорогородская зона – новый перспективный газоносный район Тимано-Печорской провинции. – В кн.: Геология нефти и газа северо-востока европейской части СССР, вып. 1. М., „Недра", 1964.

Софроницкий П.А., Шершнев К.С. Тектоника Пермского Прикамья в свете новых данных. – Труды ВНИГРИ, 1963, вып. XXXУ1.

Страхов Н.М. О домамике, его исследовании и интерпретации (ответ Г.И.Теодоровичу). – Сов. геол., 1939, 9, № 6.

Тектоника и новейшая тектоника центральной части Советской Арктики. – Труды НИИГА, 1963, т. 135.

Тектоника севера Русской плиты. Труды ВНИГРИ, 1969, вып. 275.

Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Тимонин Н.И. Некоторые особенности тектоники южной части гряды Чернышева. – В кн.: Материалы П Коми республиканской молодежной научной конференции. Сыктывкар, 1967.

Тимонин Н.И. Отличительные черты структур внешних ограничений впадин Предуральского краевого прогиба. – В кн.: Материалы Ш Коми республиканской молодежной научной конференции. Сыктывкар, 1969.

Тимонин Н.И. Морфология структур гряды Чернышева. – В кн.: Материалы 1У Коми республиканской молодежной научной конференции. Сыктывкар, 1970.

Тимонин Н.И. Пермо-триасовый базальтовый магматизм Северного Приуралья. – В сб.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972.

Тимонин Н.И., Фирер Г.М. Шарьяж на гряде Чернышева (Северное Приуралье). – ДАН СССР, 1969, 186, № 1.

Тихонович Н.Н. Результаты геологических работ в Ухто-Печорском районе и на п-ове Вайгач. Докл. в Госплане СССР. Изд-во Ухто-Печорского треста, 1933.

Тихонович Н.Н. Структурные черты Тимано-Уральской нефтеносной провинции. – Сов. геол., 1941, № 1.

Туманов П.А. Нижне- и среднепалеозойские отложения Восточного Предтиманья в связи с их нефтегазоносностью. – Труды ИГиРГИ АН СССР, 1960, т. 1.

Туманов П.А. Особенности тектоники и нефтегазоносности южной части Баренцево-Печорской плиты. – В кн.: Тектоника нефтегазоносных областей Сибири. М., „Недра", 1967.

Туманов П.А. Тектоника Печорской синеклизы и некоторые вопросы размещения в ней нефти и газа. – В кн.: Тектоника и размещение нефтегазовых месторождений востока Русской платформы. М., „Наука", 1968.

Туманов П.А. Тектоника и нефтегазоносность северной части Предуральского краевого прогиба. М., „Наука", 1969.

Устрицкий В.И. *О фациальной зональности в среднепалеозойских отложениях* Пай-Хоя и Северной части Полярного Урала. – Труды НИИГА, 1961а, т. 123.

Устрицкий В.И. Тектоника Пай-Хоя и северной оконечности Полярного Урала. – Труды НИИГА, 1961б, вып. 125.

Ферсман А.Е. Перспективы полезных ископаемых в полярных областях Союза. – За индустриализацию Советского Востока. 1932, № 1.

Филиппова Л.И. Особенности среднедевонских отложений Усинского поднятия и их нефтеносность. – Нефтегаз, геол. и геофиз., 1968, № 9.

Фирер Г.М., Чернявский Г.В. Стратиграфия и нефтегазоносность мезозойских отложений северо-западной части Тимано-Печорской провинции (район г. Нарьян-Мар). – В кн.: Геология нефти и газа северо-востока европейской части СССР, вып. 1. М., „Недра", 1964.

Фишман М.В. Геологическое строение хребта Сабля (Припополярный Урал). Сыктывкар, 1956.

Фишман М.В. Стратиграфия метаморфической толщи южной части Припополярного Урала. – В кн.: Сб. трудов по геологии и палеонтологии. Сыктывкар, 1960.

Фотиади Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. – Труды ВНИИГеофизики, 1958, вып. 4.

Хаин В.Е. Основные типы тектонических структур и причины их развития. – В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. Междунар. геол. конгр., XX1 сессия. Докл. сов. геол., Проблема 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., „Недра", 1964.

Хайцер Л.Л. Новые данные по стратиграфии перми и триаса р. Адзьвы (северной части гряды Чернышева). – Бюлл. МОИП, 1962, отд. геол., т. 37, вып. 1.

Хайцер Л.Л., Щуреков Н.А. Средне-Адзьвинское месторождение. – В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 3. М., „Недра", 1965.

Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. – Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.

Херасков Н.П. *Геосинклинальные формации уралид западного склона* Урала. – В кн.: Тектоника и формации. М., „Наука", 1967.

Херасков Н.П., Перфильев А.С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. – В сб.: Проблемы региональной тектоники Евразии. Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 92.

Хиллс Е.Ш. *Элементы структурной геологии*. М., „Недра", 1967.

Цзю З.И. Основные черты тектонического развития Тимано-Печорской провинции. – В кн.: Геол. нефти и газа северо-востока европейской части СССР, вып. 1. М., „Недра", 1964.

Цзю З.И. Тектоническое районирование Тимано-Печорской области. – В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР и севера Урала. Труды УII геол. конф. Коми АССР, ч. 1. Сыктывкар, 1971.

Чалышев В.И., Варюхина Л.М. Татарские и триасовые отложения Печорского бассейна и возраст складчатости севера Предуральского прогиба. – Труды НИИГА, 1960, т. 114.

Чалышев В.И., Варюхина Л.М. Биостратиграфия триаса Печорской области. М.-Л., „Наука", 1966.

Чалышев В.И., Варюхина Л.М. Биостратиграфия верхней перми северо-востока европейской части СССР. Л., „Наука", 1968.

Чалышев В.И., Варюхина Л.М., Молин В.А. Граница перми и триаса в красноцветных отложениях северного Приуралья. М.-Л., „Наука", 1965.

Чалышев В.И., Данилов А.И. Конгломераты верхней перми и нижнего триаса р. Большой Сыни в Северном Приуралье. – Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, 1963, вып. 4.

Чермных В.А. К палеогеографии раннекаменноугольной эпохи Севера Урала. – В кн.: Палеозойские отложения Северного Приуралья. М.-Л., „Наука", 1966.

Чермных В.А. Выделение нортнической свиты на Приполярном Урале. – Изв. Коми филиала ВГО, 1967, т. II, вып. 1.

Чернов А.А. Геологическое строение бассейна Косью в Печорском крае по исследованиям 1925 года. – Изв. Геол. комитета, 1927, т. 46, № 8.

Чернов А.А. Стратиграфия и тектоника угленосного района р. Адзьвы в Печорском крае по исследованиям 1929 года. – Изв. ВГРО, 1932, т. 51, вып. 70.

Чернов А.А. История палеозойской геосинклинали на западном склоне Полярного Урала. – Бюлл. МОИП, 1937, 15, № 2.

Чернов А.А., Чернов Г.А. Геологическое строение бассейна р. Косью в Печорском крае. Изд-во АН СССР, СОПС, 1940.

Чернов Г.А. Перспективы нефтеносности в восточной части Большеземельской тундры. – В кн.: Материалы 1 геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1944.

Чернов Г.А. Новые данные по геологии и перспективы нефтеносности и угленосности восточной части Большеземельской тундры. – Сов геол., 1945, № 4.

Чернов Г.А. Геологическое строение южной оконечности гряды Чернышева. – Труды ВНИГНИ, 1956, вып. VII.

Чернов Г.А. Нижний карбон Печорской гряды. – В кн.: Сб. трудов по геологии и палеонтологии. Сыктывкар, 1960а.

Чернов Г.А. Структура и перспективы нефтегазоносности Тимано-Пайхойской провинции. – Труды Коми фил. АН СССР, 1960б, № 10.

Чернов Г.А. Новые данные по стратиграфии верхнедевонских отложений восточной части Большеземельской тундры. – ДАН СССР, 1961, т. 136, № 1.

Чернов Г.А. Миф о Пытковом Камне. – Изв. ВГО, 1962а, т. 94.

Чернов Г.А. Девонские отложения восточной части Большеземельской тундры. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1962б.

Чернов Г.А. Силурийские отложения поднятия Чернова (Большеземельской тундры). – ДАН СССР, 1964, т. 156, № 4.

Чернов Г.А. Палеозой Большеземельской тундры и перспективы его нефтегазоносности. Автореф. докт. дисс. МГУ, 1968.

Чернов Г.А. Палеозой Большеземельской тундры и перспективы его нефтегазоносности. М., „Наука", 1972.

Чернышев Ф.Н. Новые данные по геологии Большеземельской тундры. – Изв. Академии наук, 1907, СПб., сер. 6, № 8.

Чернышев Ф.Н. О поездке А.В. Журавского и М.И. Шпарберга и Большеземельскую тундру. – Зап. Русск. минер. об-ва, 1908, т. 13, вып. 2.

Шатский Н.С. О тектонике Арктики. – В кн.: Геология и полезные ископаемые севера СССР. Труды Первой геол.-развед. конф. Главсевморпути, 24-27 апреля 1935 г., т. 1, геол. Л., 1935.

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. – Материалы к познанию геол. строения СССР, нов. сер., вып. 2 (6). Изд-во МОИП, 1945.

Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 1. – Изв. АН СССР, 1946а, сер. геол., № 1.

Шатский Н.С. *Гипотеза Вегенера и геосинклинали.* – Изв. АН СССР, 1946б, сер. геол., № 4.

Шатский Н.С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 2 – Изв. АН СССР. 1946в, сер. геол., № 6.

Шатский Н.С. О взаимоотношении Пай-Хоя и Урала. – Изв. АН СССР, 1948, сер. геол., № 1.

Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. – Изв. АН СССР, 1960, сер. геол., № 5.

Шатский Н.С. *О прогибах Донецкого типа.* Избр. труды, т. П. М., „Наука", 1964.

Шатский Н.С., Богданов А.А. О международной тектонической карте Европы, масштаб 1 : 2 500 000. – Изв. АН СССР, сер. геол., № 4. 1961.

Шмелев Н.В. Стратиграфия. Пермская система Печорского угленосного бассейна. Верхний отдел. – В кн.: Геология СССР, т. П, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Шренк А. Путешествие по северо-востоку Европейской России через тундры самоедов к северным Уральским горам в 1837 г. СПб, 1855.

Шурыгин А.М. Условия формирования структур центральной части юго-восточного Кавказа. – Сов. геол., 1958, № 3 и 8.

Эйнор О.Л. Тектоника Печорского угленосного бассейна. – Сов. геол., 1945, сб. 7.

Haug E. Les geosyclinaux et les aires continentales. – Bull. Soc. Geol. France, 1900, ser. 3, 28.

Keyserling A., Krusenstern P. Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petchoraland im Jahre 1843. St. Petersburg, 1846.

Moody J.D., Hill M.J. Wrench-Fault Tectonics. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, vol. 67, N 9.

Suess E. Das Antlitz der Erde. Dritter Band, Erste Hälfte. Wienn, 1901.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие 3

Глава 1. Современное структурное положение гряды Чернышева 5

Глава II. Развитие представлений о тектонике гряды Чернышева 9
1. Состав и возраст фундамента Большеземельской тундры 9
2. Тектоническая природа Косью-Роговской ванны Предуральского краевого прогиба 10
3. Тектоника гряды Чернышева 11

Глава III. Отражение структур гряды Чернышева в геофизических полях 17

Глава IУ. Палеотектонический анализ развития гряды Чернышева и сопредельных территорий 22
1. Доорогенный (ордовикско-каменноугольный) структурно-формационный комплекс 25
2. Пермско-триасовый орогенный структурно-формационный комплекс 45
3. Посторогенный мезозойско-кайнозойский структурно-формационный комплекс 57

Глава У. Морфология структур гряды Чернышева 65
1. Южная часть гряды Чернышева 66
2. Северная часть гряды Чернышева 81
3. Анализ морфологических особенностей структур гряды Чернышева 99

Глава УI. Сравнительная характеристика морфологии структур гряды Чернышева и сопредельных территорий . . . 101
1. Структуры восточной части Тимано-Печорской эпибайкальской плиты 101
2. Структуры Предуральского краевого прогиба 104

Глава УII. Происхождение гряды Чернышева 110

Заключение 116

Литература 119

Николай Иосифович Тимонин

ТЕКТОНИКА ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

Утверждено к печати
Институтом геологии Коми филиала АН СССР

Редактор издательства И. Н. Ионина
Художник Я. В. Таубвурцель
Технический редактор В. В. Шиханова
Корректоры Г. А. Александрова и Е. В. Шестакова

Сдано в производство и подписано к печати 28/XI 1974 г.
Формат бумаги 70 x 108 1/16. Бумага № 1. Печ. л. 8 1/4 + 4 вкл.
(1 3/4 печ. л.). 10 = 14.00 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 16.44. Изд. № 5514.
Тип. зак. № 1684. М-26151. Тираж 650. Цена 1 р. 44 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука"
199164, Ленинград, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства „Наука".
199034, Ленинград, 9 линия, д. 12

1225

1 р. 44 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» • ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ