Древние платформы Евразии

ДОКЕМБРИЙ КОНТИНЕНТОВ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 378

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH

TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

Issue 378

PRECAMBRIAN OF CONTINENTS

ANCIENT PLATFORMS OF EURASIA

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN BRANCH
Novosibirsk · 1977

ДОКЕМБРИЙ КОНТИНЕНТОВ

ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ ЕВРАЗИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1977

УДК 551.24:551.71/72

В работе рассматриваются структурно-вещественные комплексы докембрия Европейской, Сибирской, Индийской, Китайско-Корейской, Южно-Китайской платформ и Таримского массива. Для каждого из этих элементов дана сравнительная характеристика докембрийских комплексов, структурных этажей и формаций, намечены основные закономерности в их строении и развитии.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и геофизиков.

Авторы:

С. В. Богданова, Ю. Б. Богданов, Г. П. Вергунов, М. П. Гришин, Г. В. Жуков, Ю. И. Изварзин, Г. И. Каляев, А. Н. Комаров, Л. С. Коссовой, Ю. И. Лазарев, Т. А. Лапинская, К. Б. Мокшанцев, В. М. Моралев, А. Ф. Петров, А. Л. Смирнов, Т. В. Спрыгина, С. И. Стрельников, С. Н. Тихомиров, Г. С. Фрадкин, К. Э. Якобсон

Ответственные редакторы: *К. В. Боголепов, О. А. Вотах*

The paper discusses some structural-matter Precambrian complexes of European, Siberian, Indian, Chinese-Corean, South-Chinese Platforms and Tarimsk Massif. A comparative characteristics of Precambrian complexes, structural stages and formations with the basic peculiarities in their structures and evolution.

The Book is designed for a wide range of geologists and geophysicists.

Authors:

S.V. Bogdanova, Yu. B. Bogdanov, G. P. Vergunov, M. P. Grishin, G. V. Zhukov, Yu. I. Izvarzin, G. I. Kalyaev, A. N. Komarov, L. S. Kossovoy, Yu. I. Lazarev, T. A. Lapinskaya, K. B. Mokshantsev, V. M. Moralev, A. F. Petrov, A. L. Smirnov, T. V. Sprigina, S. I. Strelnikov, S. N. Tikhomirov, G. S. Fradkin, K. E. Yakobson

Editors—in— Chief: *K. V. Bogolyepov, O. A. Votakh*

ДОКЕМБРИЙ КОНТИНЕНТОВ.
ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ ЕВРАЗИИ

Ответственные редакторы
Константин Владимирович Боголепов, Олег Алиевич Вотах

редактор *Е. С. Иванова.* Художественный редактор *М. Ф. Глазырина.* Технический редактор *Н. М. Бурлаченко.* Корректоры *Е. И. Тимофеева, З. Д. Сабитова.*

Сдано в набор 4 апреля 1977 г. Подписано в печать 3 ноября 1977 г. МН 01570. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 19,5 печ. л., 27,3 усл. печ. л. + 5 вкл. 29,5 уч.-изд. л. Тираж 1100 экз. Заказ № 499. Цена 3 р. 40 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Д $\frac{20802—890}{055(02)—77}$ БЗ—57—15—77

© Издательство «Наука», 1977

ПРЕДИСЛОВИЕ

От ранее опубликованных региональных монографий серии «Докембрий континентов», посвященных Австралии и Африке, Северной и Южной Америке и Западной Европе, монография «Древние платформы Евразии» отличается рядом особенностей. Они обусловлены не только грандиозностью территории материка, охватывающего более 50 млн. кв. км, или около 35% всей поверхности суши земного шара, многообразием докембрийских образований и чрезвычайной неравномерностью и неравноценностью их изученности, но и другим подходом к изложению материала.

В предшествующих книгах этой серии анализ и группировка геологического материала были в значительной степени подчинены принципам, положенным в основу составления «Карты тектоники докембрия континентов», масштаба 1 : 15 000 000, изданной в 1972 г. под редакцией Ю. А. Косыгина. Авторы указанных книг в той или иной мере исходили из принятых при составлении карты эталонной шкалы возрастных подразделений докембрия и заданной целевой классификации, предусматривающей разделение всего множества геологических объектов на четыре группы: геосинклинальных «складчатых» и «нескладчатых» и платформенных «складчатых» и «нескладчатых» структурно-вещественных комплексов. И, хотя все эти книги были дополнены новыми, не учтенными при составлении карты литературными данными и новыми фактами, потребовавшими более углубленных и широких интерпретаций, использование общей классификационной основы позволяло рассматривать каждый из региональных томов серии в качестве расширенных пояснительных записок к соответствующим частям карты.

Для составления настоящей монографии, охватывающей наряду с другими территориями Евразии наиболее изученные области Советского Союза, было признано целесообразным привлечь большой коллектив авторов из числа ведущих специалистов по докембрию отдельных регионов. Редакция сочла желательным, чтобы публикуемые материалы отражали не только совокупность собранных к настоящему времени фактических данных (многие из них излагаются в печати впервые), но и давали представление о существующих различиях в понимании своеобразнейших геологических явлений, протекавших в течение древнейшего отрезка геологической истории Земли, независимо от того, вступают ли взгляды авторов в противоречие с разработанными ранее и использованными при построении карты классификационными схемами.

Поэтому публикуемые описания геологии докембрия древних платформ Евразии нельзя рассматривать в качестве строго увязанных между собой иллюстраций к какой-либо общей заранее разработанной тектонической конструкции. Композиционная целостность книги «Докембрий континентов. Древние платформы Евразии» заключается не в единой концепции, вокруг которой может разворачиваться изложение фактического материала (создание такой концепции дело будущего), а в общности объекта исследования и логической последовательности его характеристик. Главы монографии объединены общей целью — дать описание состава и строения докембрия, образующего основание и составляющего значительную часть чехла во всех древних платформах Евразии.

Сначала характеризуются состав и структура докембрийских образований фундаментов этих платформ, где докембрий особенно широко распространен. При этом в первую очередь и более подробно рассматриваются фундаменты и чехлы Европейской и Сибирской платформ, расположенных в пределах Советского Союза. В конце книги приведен общий указатель региональных стратиграфических и тектонических терминов, используемых при описании докембрия древних платформ Евразии.

Каждый из разделов монографии отражает позиции их авторов. В этом можно увидеть конструктивный недостаток работы, но подобная форма независимых друг от друга региональных характеристик в наибольшей мере отражает современное состояние изученности докембрия Евразиатского континента и проблемы в целом.

Содержащийся в монографии фактический материал потребует дальнейшей большой коллективной работы по его анализу, сопоставлению и межрегиональной увязке на стратиграфическом, формационном и тектоническом уровнях. Однако изложенные факты уже сейчас создают общую канву для суждения о пространственных и временных закономерностях распространения и эволюции важнейших геосинклинальных, платформенных и орогенных комплексов докембрия, залегающих в основании материка, возникшего как единое целое только к концу палеозоя.

Книга подготовлена к печати большим коллективом авторов — сотрудников различных научных и научно-производственных организаций СССР. В написании раздела, посвященного докембрию Европейской платформы, принимали участие: **гл. I** — Ю. И. Лазарев, **гл. II** — Г. И. Каляев, А. Н. Комаров и Г. В. Жуков, **гл. III** — С. Н. Тихомиров, Т. В. Спрыгина, Ю. Б. Богданов, С. В. Богданова, Т. А. Лапинская и С. И. Стрельников, **гл. IV** — К. Э. Якобсон, Ю. И. Изварзин, Л. С. Коссовой, А. Л. Смирнов.

Раздел «Сибирская платформа» подготовлен авторами: **гл. I, II** — К. Б. Мокшанцевым и А. Ф. Петровым, **гл. III** — М. П. Гришиным (западные части Сибирской платформы), К. Б. Мокшанцевым и А. Ф. Петровым (восточные части платформы), **гл. IV** — Г. С. Фрадкиным.

Авторами раздела «Древние платформы Центральной и Южной Азии» являются: **гл. I** — Г. П. Вергунов (в части, посвященной комплексам фундамента), **гл. II** — В. М. Моралев.

В оформлении текста и графики при подготовке рукописи к печати большая работа проведена сотрудниками лаборатории геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР Г. Я. Дианової, М. Б. Лимоновой, М. А. Чиковой и Р. И. Теслюк. Указатель региональных геологических терминов составлен Н. П. Башариной и М. А. Чиковой.

Мы рассчитываем, что книга послужит новым толчком в изучении проблем геологии и тектоники докембрия и привлечет внимание не только специалистов по этим вопросам, но и геологов и геофизиков, работающих в области региональной и теоретической тектоники.

К. В. Боголепов, О. А. Вотах

ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Глава I

БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

Балтийский щит представляет собой выступ докембрийского фундамента в северо-западной части Восточно-Европейской платформы. На северо-западе территория щита ограничивается надвинутыми на докембрий каледонидами Норвегии, а на севере и северо-востоке складчатыми сооружениями байкалид, являющимися продолжением структур Тиманского кряжа. На востоке, юге и юго-западе породы фундамента перекрываются полого залегающим платформенным чехлом из докембрийских, кембро-силурийских и девон-каменноугольных отложений (см. приложение).

Современная структура щита, характеризующаяся отчетливой сменой древних образований все более молодыми в направлении с северо-востока на юго-запад, сформировалась в течение нескольких циклов геологического развития на протяжении более 3 млрд. лет.

Следы наиболее древних процессов с возрастом, превышающим 2,6—2,7 млрд. лет, вполне отчетливо сохранились лишь в восточной части щита: на Кольском полуострове, в Карелии, полярной Швеции, Северной и Центральной Финляндии. Они принадлежат по крайней мере двум разновозрастным тектономагматическим циклам.

Следующий за ними свекофенно-карельский цикл охватывает возрастной интервал длительностью около 1 млрд. лет и расчленяется (главным образом в восточной части щита) на несколько этапов. В западной части щита, включая Южную и Западную Финляндию и Центральную Швецию, доминируют образования поздних этапов цикла, заключенных в возрастном интервале 1,7—2,0 млрд. лет.

Последовавшая за этим эпоха кратонизации и, по-видимому, континентального развития с возрастным интервалом от 1,2 до 1,7 млрд. лет документирована главным образом наземно-вулканическими порфировыми и терригенными формациями. Наиболее напряженная тектоническая и плутоническая активность в это время была свойственна территории Швеции (области Норботтен, Норланд, Смоланд), где образования этого возраста известны под названием готид и карелид (Норботтен). Спорадически развитые по восточным окраинам щита терригенные, вулканические и дайковые комплексы имеют возраст 1,2—1,4 млрд. лет и относятся к рифею.

В течение времени от 0,8 до 1,2 млрд. лет мощные тектоноплутонические процессы проявились в Юго-Западной Швеции и Южной Норвегии, где они выделяются в дальсландский цикл складчатости.

Фанерозойский платформенный этап характеризуется разломно-глыбовой тектоникой и формированием центральных трещинных интрузий щелочных и ультраосновных щелочных пород.

В настоящее время ряд кардинальных вопросов, относящихся главным образом к определению возраста и установлению взаимоотношений между отдельными структурно-вещественными комплексами докембрия Балтийского щита, еще далек от разрешения. Это касается прежде всего определения объема досвекофенно-карельских образований и проведения нижней границы карелид, а также корреляции отдельных комплексов внутри свекофенно-карельского цикла, особенно тех из них, формирова-

ние которых происходило около рубежа в 2000 млн. лет. Для каждого из этих вопросов до сих пор существует несколько порой взаимоисключающих друг друга трактовок.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Восточная часть, или Карело-Кольский регион, занимает около трети общей площади Балтийского щита. В пределах региона широко и наиболее полно представлены досвекофенно-карельские и карельские образования (от 3 до 1,6—1,7 млрд. лет). Только здесь могут быть прослежены и всесторонне изучены наиболее ранние этапы развития щита.

Досвекофенно-карельские образования

Досвекофенно-карельскими (архейскими) глубокометаморфизованными супракрустальными и изверженными породами с возрастом более 2,6 млрд. лет сложены Мурманский и Беломорский массивы и заходящий с запада на территорию Кольского полуострова гранулитовый массив Финской Лапландии. Кроме того, они образуют ложе в поясах кольских и карельских карелид, обнажаясь на обширных площадях в центральной части Кольского полуострова, в Фенно-Карельском массиве и Восточно-Онежском блоке Карелии (рис. 1, приложение). В массивах и особенно в фундаменте карелид досвекофенно-карельские структуры в той или иной мере, а местами до неузнаваемости, переработаны свекофенно-карельскими тектоно-плутоническими процессами.

Мурманский массив

С севера и северо-востока массив ограничен средне-верхнерифейскими карбонатно-терригенными толщами зоны байкалид п-ова Рыбачий и о. Кильдин, а с юго-запада Кейвско-Поросозерской зоной крутого надвига (Литвиненко и др., 1968), проходящей вдоль границы Кольской зоны карелид. По геофизическим данным, на глубине зона нарушений выполаживается. Некоторые магнитные аномалии в центральной части блока рассматриваются как продолжение оборванных структур кейвской серии, которые «просвечивают» через породы массива. Эти особенности строения послужили основанием для интерпретации Мурманского массива как огромного, относительно маломощного (около 1 км) тектонического покрова, надвинутого с севера на структуры карелид (Зандер и др., 1967). В центральной части массива преобладающее направление складчатых структур северо-восточное, в восточной же его части эти направления деформируются и затем полностью сменяются западо-северо-западными направлениями, свойственными структурам кольских карелид.

Территория массива более чем на 90% сложена разновозрастными гранитами с небольшими остатками реоморфизованного гнейсового субстрата. Древнейшие, существенно плагиоклазовые, гранитоиды наиболее распространены в юго-западной части, где ряд определений возраста, как K-Ar (биотит, роговая обманка), так и U-Th-Pb методами, дали значения больше 2800 млн. лет. Вместе с тем основная масса датировок по биотиту, мусковиту и роговой обманке концентрируется в интервалах 2300—2400 и 2000—1700 млн. лет (Лобач-Жученко и др., 1974), свидетельствуя о высокой интенсивности процессов свекофенно-карельского омоложения.

В целом геологические, геофизические и радиологические данные свидетельствуют об интенсивном проявлении тектонических движений, ре-

гионального метаморфизма и гранитообразования свекофенно-карельского цикла, обусловивших повсеместное омоложение и структурную перестройку пород фундамента.

Беломорский массив

Беломорский массив сложен главным образом разнообразными гнейсами беломорской серии архея. В геологическом отношении он разделяет Кольскую и Карельскую зоны карелид. Хотя породы массива повсеместно испытали воздействие карельских деформаций и метаморфизма, в его пределах отчетливо сохранились досвекофенно-карельские тектонические структуры, глубинные основные и кислые изверженные породы и ассоциации метаморфических минералов.

Выводы по вопросам возраста, стратиграфии, тектоники, метаморфизма и магматизма беломорид заложены в работах В. М. Тимофеева (1935), А. А. Полканова (1936, 1939) и Н. Г. Судовикова (1937, 1939). В настоящее время (Шуркин и др., 1962; Этапы тектонического развития..., 1973; Стенарь, 1969, 1972) в разрезе беломорской серии различаются слюдистые гнейсы и гранито-гнейсы с подчиненным развитием амфиболовых гнейсов, пропластков амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов, составляющие низы серии (керетская свита); амфиболовые гнейсы и амфиболиты с пластами слюдистых и глиноземистых гнейсов характерны для средней части разреза (хетоламбинская свита); в верхах серии преобладают глиноземистые, гранат-биотитовые и кианитсодержащие гнейсы (лоухская, чупинская, ёнская свиты). Общая мощность серии по разным оценкам варьирует в пределах 8—15 км (Горлов, 1967; Шуркин и др., 1962; Мишарев и др., 1960).

Структурные исследования (Володичев, 1972; Дук, 1967; Куклей, 1970; Судовиков, 1958; Сыстра, 1972; Эз, 1967) вскрыли необычайно сложный характер тектонического строения, обусловленный многократным проявлением деформации и наложением друг на друга разновозрастных структур. Согласно новейшим исследованиям (Этапы тектонического развития..., 1973), выделяются две досвекофенно-карельские эпохи геологического развития беломорид.

К ранней эпохе (чупинский период, по Стенарю, 1972) принадлежат наиболее крупные складки юго-западной части беломорид: Западный (или Ковдозерско-Керетский) и Приморский антиклинории и разделяющие их Лоухский и Беломорский синклинории (рис. 2). Для них характерно северо-западное направление разнопорядковых изоклинальных складок, метаморфической полосчатости и гнейсовидности, развитых вдоль осевых поверхностей. Формирование этих структур сопровождалось региональным метаморфизмом в условиях гранулитовой фации высоких давлений, реликты которой в настоящее время обнаружены во всех подразделениях беломорской серии (Володичев, 1972). С этим же временем связано образование гранитов, в дальнейшем глубоко измененных и превращенных в гнейсы. Возраст метаморфизма, определенный Rb-Sr изохронным методом, 2,95 млрд. лет (Горохов, Герлинг, 1974; Gorokhov e. a., 1973). Деформации чупинского периода, однако, вряд ли являются наиболее древними, ибо в породах гранулитовой фации метаморфизма были обнаружены, по-видимому, дочупинские единичные автономные складки.

Складки второго, лоухского, периода диастрофизма (Стенарь, 1972), также досвекофенно-карельского возраста, имеют субширотные простирания осевых поверхностей с меняющимся направлением опрокидывания и погружения шарниров. В западном и юго-западном крыле Лоухского синклинория их шарниры погружаются на восток, а на противоположном крыле на запад, что, очевидно, обусловлено наложенным характером этих складок. Осевые поверхности субширотных складок севернее пос. Амбар-

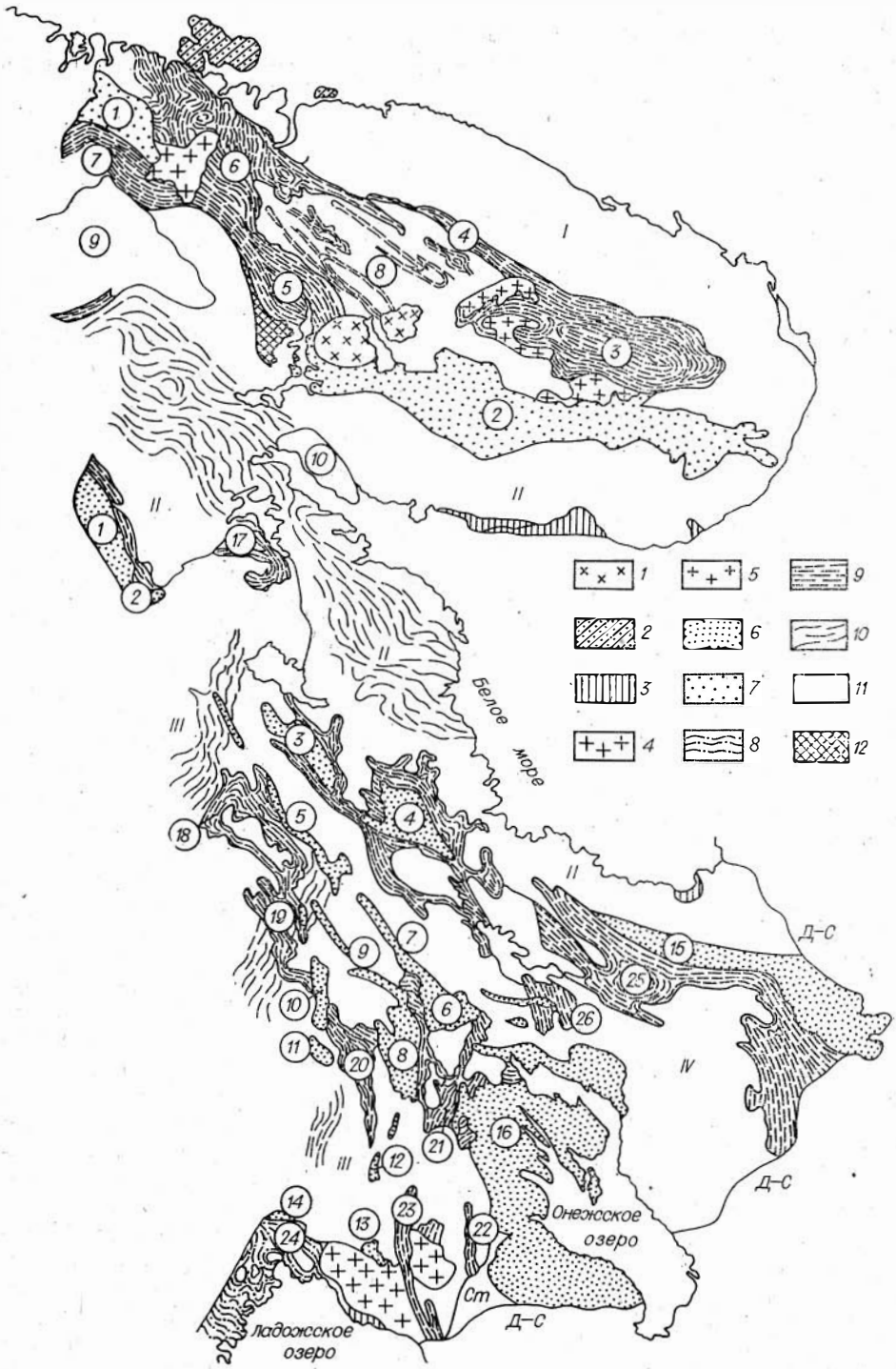
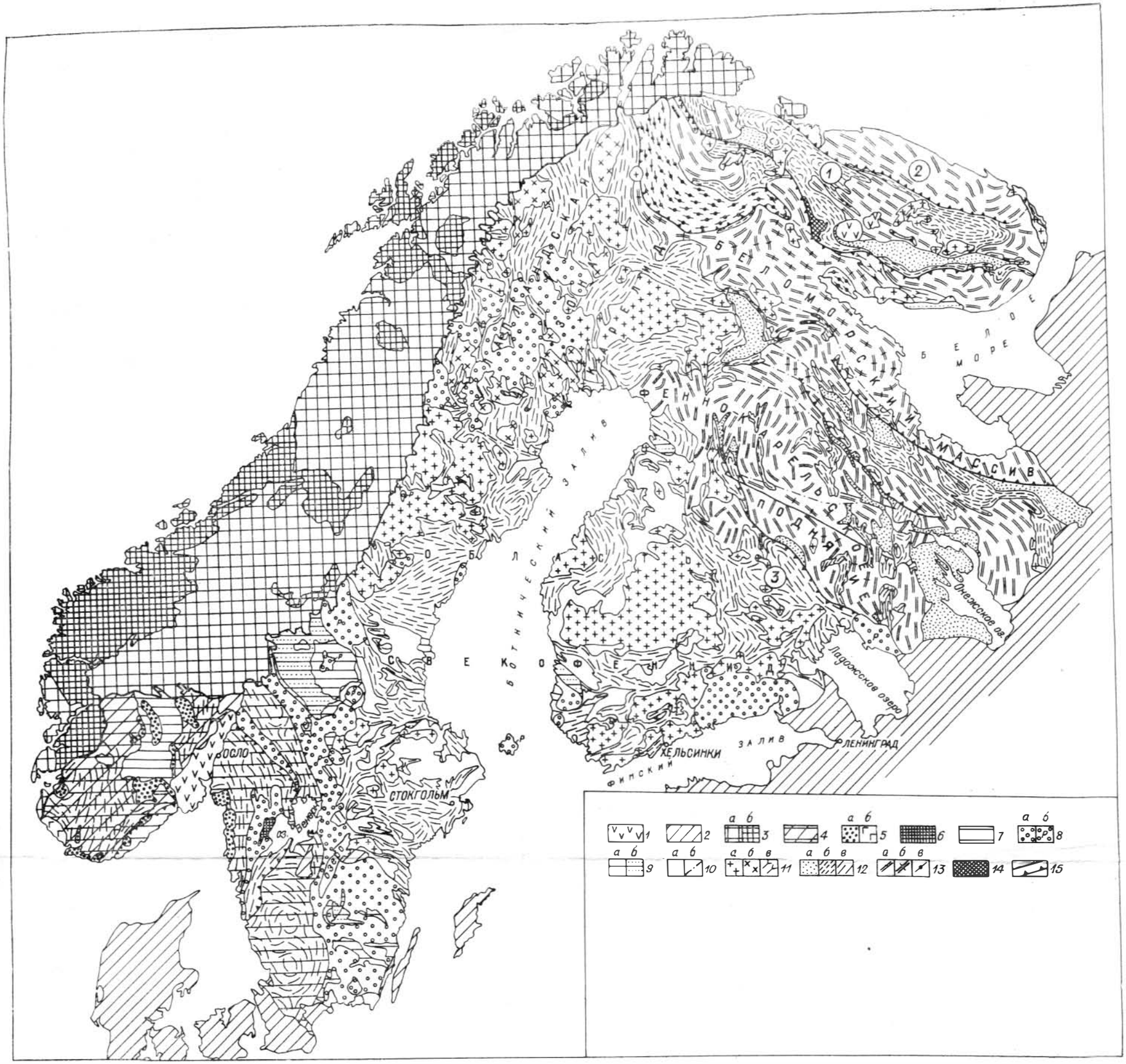


Рис. 1. Тектоническая схема восточной части Балтийского щита.

1 — Хибинский и Ловозерский плутоны (палеозой); *2* — позднерифейские образования (0,9 — 1,2 млрд. лет); *3* — средне-нижнерифейские образования (1,2—1,5 млрд. лет); *4* — граниты рапакиви и их аналоги (1,7—1,8 млрд. лет); *5* — щелочные граниты Кольского полуострова (1,9 млрд. лет); *6* — среднепротерозойские (позднекарельские) образования Карелии; *7* — карельские образования Кольского полуострова (1,8—2,5 млрд. лет); *8* — раннекарельские и досвекофенно-карельские образования Северного Приладожья (более 2,0 млрд. лет); *9* — досвекофенно-карельские и раннекарельские образования (2,9—2,4 млрд. лет); *10* — досвекофенно-карельские гнейсы (более 2,8 — 2,9 млрд. лет); *11* — досвекофенно-карельские гранитоиды (2,8—2,9 млрд. лет); *12* — комплекс основных пород (интрузий) Чуна-Монча-Волчьих тундр (более 3,3 млрд. лет).

Цифры на карте: I — Мурманский массив; II — Беломорский массив; III — Фенно-Карельское поднятие; IV — Восточно-Онежский массив.



Приложение. Тектоническая схема Балтийского щита (использована топографическая и геологическая основа Тектонической карты Европы м-ба 1 : 2 500 000, 1965).

1 — палеозойские щелочные интрузии в пределах щита; *2* — палеозойский платформенный чехол, в том числе останцы платформенного покрова на щите; *3* — каледониды (*а* — палеозойские, эокембрийские и рифейские не древнее 1200 млн. лет) комплексы, *б* — готские и более древние комплексы в области каледонид); *4* — область дальсландской (800—1200 млн. лет) складчатости Южной Норвегии: *5*—дальсландские гранитоиды (*а*) и основные изверженные (*б*) породы в области дальсландской складчатости; *6*—платформенные дальсландские комплексы за пределами области дальсландской складчатости: *7* — область главной готской (1500—1600 млн. лет) складчатости Южной Норвегии, Юго-Западной и Южной Швеции; *8* — готские гранитоиды (*а* — син- и позднекинематические гранитоиды, главным образом близповерхностного типа вне области главной готской складчатости; *б* — посткинематические готские гранитоиды, представленные рапакиви и близкими к ним по возрасту, составу и положению гранитами); *9* — готские суперкрустальные комплексы (*а* — осадочно-вулканогенные, вне области главной готской складчатости по преимуществу порфировые, наземно-вулканические формации, *б* — терригенные (иотнийские) формации, в Южной Норвегии также спилито-диабазовые); *10* — области интенсивного проявления ранней свекофенской (1950—2150 млн. лет) или селецкой (в восточной части щита) складчатости (*а*) и границы распространения свекофенских структур в более древних комплексах, когда они не подчеркнуты региональными разломами (*б*); *11* — свекофенно-карельские гранитоиды (*а* — позднекинематические позднесвекофенские (1750—1850 млн. лет) и позднекарельские (1850—2100 млн. лет) граниты, в том числе щелочные граниты Кольского полуострова, *б* — синкинематические свекофенские гранитоиды габбро-плагиогранитной серии (1850—2100 млн. лет), в том числе реоморфизованное досвекофенно-карельское гнейсо-гранитное основание, *в* — раннекарельские (2100—2600 млн. лет) гранитоиды, в том числе чарнокитовые граниты); *12* — суперкрустальные комплексы свекофеннид, карелид и верхнего структурного яруса досвекофенно-карелид (*а* — поздние карелиды восточной части щита в наложенных мульдах и синклинорных прогибах, *б* — ранние карелиды и верхний структурный ярус досвекофенно-карелид. *в* — нерасчлененные суперкрустальные комплексы); *13*—массивы досвекофенно-карельского основания (*а* —главным образом граниты и гранито-гнейсы, *б* — главным образом гнейсы, *в*—гранулиты); *14* — комплекс древнейших основных пород Чуна-Монча-Волчьих тундр центральной части Кольского полуострова: *15* — зоны важнейших тектонических нарушений, главным образом раннесвекофенского (селецкого) возраста. Штрихи направлены в сторону поднятого, надвинутого блока и по падению поверхностей нарушений.

ный опрокинуты на юг, а к югу от него на север. С субширотными структурами связаны региональный метаморфизм амфиболитовой и частью эпидот-амфиболитовой фации, ультраметаморфизм, образование микроклин-плагиоклазовых гранитов с возрастом 2750 ± 50 млн. лет (Тугаринов и др., 1974).

С завершающими фазами лоухских движений или с первыми движениями карельского цикла связано внедрение дифференцированных интрузий лерцолитов — габбро-норитов (друзитов), приуроченных к системе субширотных расколов. К этому же времени, возможно, относятся и интрузии чарнокитов, имеющие возраст 2,4—2,5 млрд. лет (Тугаринов и др., 1970; Шемякин, Шуркин, 1971).

Последующие, карельские, движения привели к дальнейшему усложнению структуры беломорид. Складкам карельского возраста также свойственны меняющиеся направления, стиль и напряженность деформации. Меридиональные и северо-восточные структуры сменяются северо-западными, а региональный метаморфизм беломорской серии падает от эпидот-амфиболитовой (в отдельных зонах амфиболитовой) до зеленосланцевой фации. С карельскими структурами связано появление гранитов, преимущественно микроклиновых, и пегматитов с возрастом главным образом 1,8—1,9 млрд. лет.

Особое место среди древнейших структур занимают Кандалакшско-Колвицкий и Лапландский гранулитовые массивы. Кандалакшско-Колвицкий массив общей площадью около 1500 кв. км сложен мощным комплексом основных пород, разнообразных амфиболитов с реликтовыми текстурами вулканогенных образований, которые коррелируются со средней толщей беломорской серии, и содержит дифференцированные интрузии габбро, габбро-норитов и анортозитов, также испытавших метаморфизм гранулитовой фации (Ефимов, 1969, 1973). Комплекс согласно перекрыт глиноземистыми гнейсами верхов беломорской серии. Радиологические данные (Герлинг, Матвеева, 1964; Ефимов, 1973) свидетельствуют, что формирование массива и его метаморфизм имели место ранее 2600 млн. лет, в связи с чем основные интрузии Кандалакшско-Колвицкой группы, возможно, являются раннеорогенными по отношению к структурам чупинского периода.

К этому же типу относятся и основные интрузии Монче-Чуна-Волчьих тундр, сложенные габбро-норитами, габбро-амфиболитами и анортозитами и расположенные в зоне сочленения беломорид с Кольской зоной карелид (Козлов и др., 1967). Их формирование, однако, датируется 3800 ± ± 300 млн. лет и на них несогласно залегают породы кольской серии (Тугаринов и др., 1976; Макиевский, Николаева, 1971).

Гранулиты Лапландии образуют мощный дугообразный пояс (массив), заходящий в пределы СССР своим юго-восточным концом. Он представляет собой комплекс супракрустальных и изверженных пород досвекофенно-карельского возраста, интенсивно перекристаллизованных в ходе свекофенно-карельского цикла (Полканов, 1936; Eskola, 1952, а, б;

Основные структуры Кольской зоны карелид: 1—Печенгский синклинорий; 2 — синклинорий Имандра-Варзуга; 3 — Кейвский грабен-синклинорий; 4 — шовная синклиналь Колмозеро-Воронья; 5 — Заимандровский синклинорий; 6 — Мурманско-Титовский синклинорий; 7 — Лоттинский синклинорий; 8 — Центрально-Кольский антиклинорий; 9 — Лапландский гранулитовый массив (Сальнотундровский синклинорий); 10 — Кандалакшско-Колвицкий синклинорий. Основные структуры Карельской зоны карелид: 1—Куолаярвинский синклинорий; 2 — синклинорий Панаярви; 3 — Шомбозерский синклинорий; 4 — Лехтинский (Шуезерский) синклинорий; 5 — Калевальско-Чиркокемская грабен-синклиналь; 6 — Сегозерская мульда; 7 — Елмозерская грабен-синклиналь; 8 — Янгозерская мульда; 9 — Маслозерская грабен-синклиналь; 10 — Пенингская грабен-синклиналь; 11 — Лубосалминская грабен-синклиналь; 12 — Суоярвская мульда; 13 — Туломозерская мульда; 14 — Янисъярвская мульда; 15 — грабен-синклиналь Ветреного пояса; 16 — Онежская мульда; 17 — синклинорий Кукасозеро-Тикшозеро; 18 — Костамукшский синклинорий; 19 — Большезерский синклинорий; 20 — Гимольский синклинорий; 21 — Койкаро-Бергаульский синклинорий; 22 — Ведлозерский синклинорий; 23 — грабен-синклинорий Хаутаваара-Чалка; 24 — Яниеъярвский синклинорий; 25 — Пулозерско-Кожозерский синклинорий; 26 — Южно-Выгозерский синклинорий.

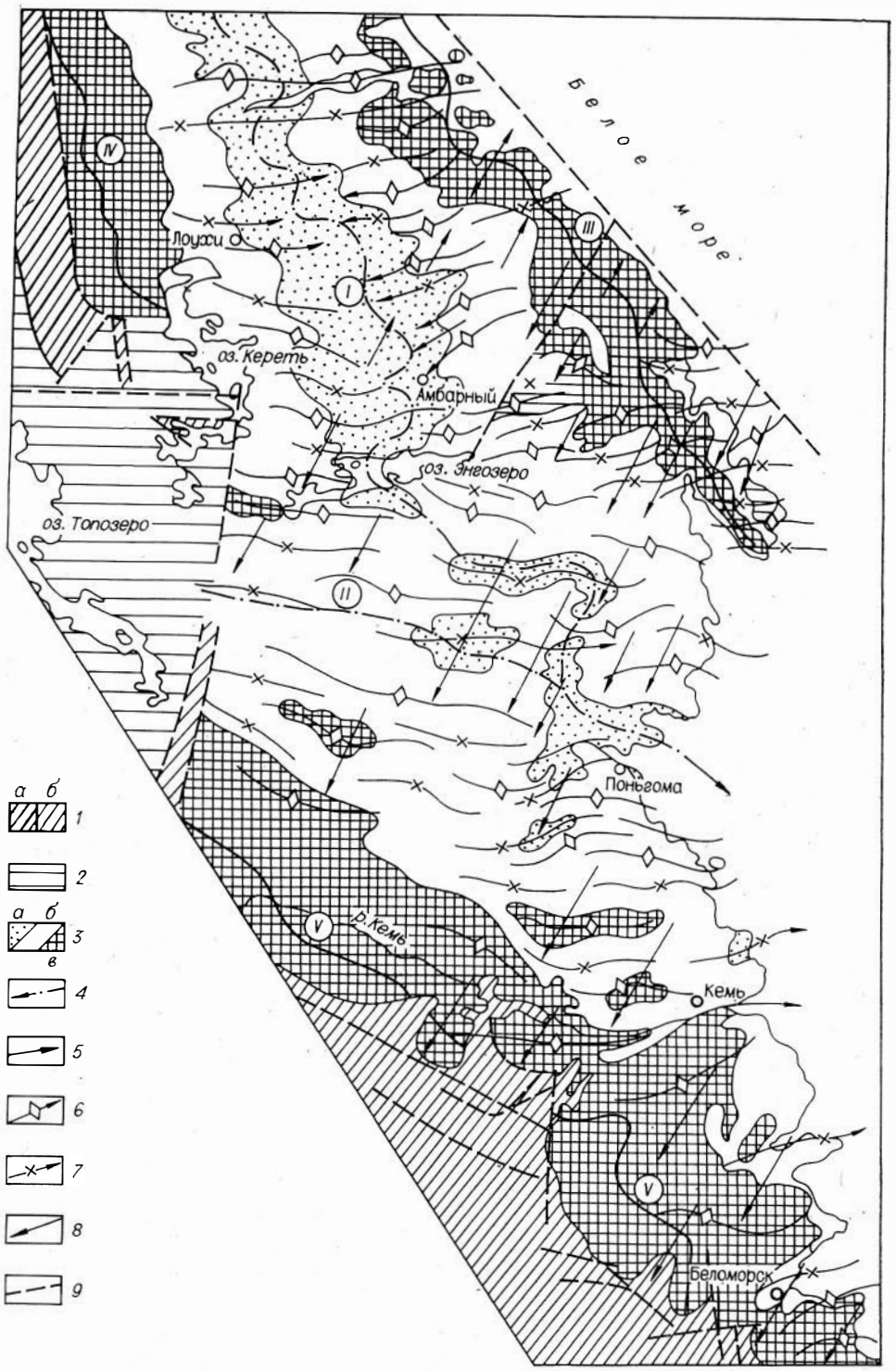


Рис. 2. Тектоническое строение беломорид Западного Беломорья (по М. М. Стенарю, 1972).

1 — карельский (протерозойский) комплекс (*а* — Северо-Карельская зона, *б* — Восточно-Карельская зона); *2* — беломорские (архейские) и карельские комплексы нерасчлененные; *3* — беломорская гнейсовая серия (*а* — чупинская; *б* — хетоламбинская; *в* — керетская свиты); *4* — оси ранних (чупинских) синклинориев (I — Лоухского, II — Кумозерского); *5* — оси ранних антиклинориев (III — Приморского, IV — Западного, V — Шуерецкого); *6* — осевые поверхности и погружения осей антиклинальных складок лоухского периода деформаций; *7* — то же для синклинальных складок лоухского периода деформаций; *8* — осевые поверхности и погружения осей раннекарельских складок; *9* — разрывные нарушения.

Sederholm, 1931; Вяюрюнен, 1959; Mikkola, Sahama, 1936; Simonen, 1960 а, б; Суслова, 1971; Жданов, 1966). Основные интрузии, приуроченные к контактовым зонам пояса, и многочисленные мелкие тела гранитов, несомненно, имеют карельский возраст, так как все они моложе 2,0 млрд. лет. В тектоническом отношении гранулитовый массив представляет собой обособленный блок, ограниченный карельскими, неоднократно омоложенными разломами надвигового типа с общим направлением смещения с севера на юг. Такой характер границ вообще свойствен современным выступам досвекофенно-карельского фундамента. Определения возраста пород гранулитового пояса дали только свекофенно-карельские значения, как правило, не древнее 1950 млн. лет (Тугаринов и др., 1968; Kouvo, 1967, 1968 a, b), что рассматривается как время надвига гранулитового массива на юг и юго-запад на карелиды и свекофенниды. Более древний возраст, полученный Rb-Sr изохронным методом, для гранат-кордиеритовых гнейсов Инари составляет 2200—2300 млн. лет (Gulson, 1970) и также не выходит за пределы свекофенно-карельских значений. В то же время для пород гранулитового массива характерен такой же метаморфизм гранулитовой фации умеренных давлений, как и в распространенных севернее гнейсах кольской серии с возрастом более 3000 млн. лет (Лобач-Жученко и др., 1972), но отличный от гранулитового метаморфизма повышенных давлений в зоне надвига с возрастом 1950 млн. лет (Глебовицкий и др., 1971). В соответствии с этим гранулитовый массив может рассматриваться как выступ досвекофенно-карельского фундамента, испытавший глубинную переработку и омоложение в ходе свекофенно-карельского цикла, но сохранивший минералы гранулитовой фации в отличие от остальной части Беломорского массива, где они фиксируются только в небольших участках (Володичев, 1975).

Фундамент Кольской зоны карелид

В Кольской зоне карелид — между Мурманским и Беломорским массивами—досвекофенно-карельское основание обнажается на обширной площади. В его состав входят: 1) плагиогнейсо-граниты и гранодиориты; 2) основные и средние гнейсы, эндербиты, чарнокиты; 3) трансгрессивно перекрывающие эти породы гнейсы кольской серии. Они метаморфизованы в условиях гранулитовой, а позднее амфиболитовой фаций и прорываются гиперстеновыми диоритами, плагиоклазовыми и плагиомикроклиновыми гранитами (Полканов, 1936; Бондаренко, Дагелайский, 1968; Горяинов, 1970а, б, 1976; Гранулитовая фация метаморфизма, 1972).

Первые две группы пород обнажаются среди гнейсов кольской серии в ядрах антиклинальных структур и в куполовидных поднятиях. Наиболее широко они распространены в Центрально-Кольском антиклинории (см. рис. 1), примыкающем с запада к Кейвскому грабен-синклинорию (Бондаренко, Дагелайский, 1968).

Возраст этих комплексов однозначно не определен. Высказывается мнение, что основание кольской серии имеет возраст более 3 млрд. лет, тогда как сама кольская серия не древнее 2,9 млрд. лет (Бондаренко, Дагелайский, 1968). Вместе с тем приводятся данные и о том, что кольская серия совместно с прорывающими ее гиперстеновыми диоритами древнее 3,1 млрд. лет, и только возраст наложенного амфиболитового метаморфизма и плагиогранитов равен 2,7—2,8 млрд. лет (Лобач-Жученко и др., 1972). Однако эти данные с несомненностью свидетельствуют, что породы кольской серии по принятой градации являются досвекофенно карельскими.

Другие структурные, стратиграфические и литолого-фациальные данные приводят к представлениям о том, что гнейсы кольской серии пред-

ставляют собой наиболее древние образования карелид (Проблемы геологии докембрия..., 1976). Предполагается, что они синхронны и имеют тождественный разрез с гнейсо-сланцевыми толщами серий полмос-порос и колмозеро-воронья, которые ранее рассматривались как нижнепротерозойские, хотя, как сейчас установлено, они древнее 2,8 млрд. лет.

Испытавшие глубокое погружение (гранулитовый метаморфизм) и сложную тектоническую историю гнейсы кольской серии характеризуются сравнительно маломощным разрезом, состоящим из трех основных частей: нижней — осадочно-вулканогенной, представленной глиноземистыми гнейсами и основными вулканитами; средней — терригенной, сланцево-железорудной (ей свойственно пестрое чередование гнейсов и сланцев различного состава с железистыми кварцитами нижней части толщи), и верхней — лептитовой, для которой характерно развитие наряду с терригенными породами метаморфизованных кислых вулканитов (Горяинов, 1970б).

Породы серий полмос-порос и колмозеро-воронья приурочены к линейной грабен-синклинали в зоне глубинного Кейвско-Поросозерского разлома по южной границе Мурманского массива (см. рис. 1). Довольно хорошо изученный разрез этих толщ (Белолипецкий и др., 1973; Белолипецкий, Болотов, 1972; Гарифулин, 1971; Проблемы геологии докембрия..., 1976) подразделяется на четыре свиты. Нижняя, лявозерская (от 100 до 500 м), сложена биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами с линзами и прослоями ставролитовых, кианитовых гнейсов и сланцев, лептитов, гранатитов и куммингтонитсодержащих сланцев. Среди этих пород залегают многочисленные тела полевошпатовых амфиболитов. Следующая полмостундровская свита (от 100 м в восточной части зоны до 1000—1500 м в западной) почти нацело сложена полевошпатовыми амфиболитами, представляющими собой основные метавулканиты. Среди основных пород включены линзы и пропластки железистых кварцитов, а в верхней части свиты присутствуют горизонты карбонатных сланцев и метаморфизованных кислых вулканитов натрового ряда. Для более молодой вороньетундровской свиты свойственно развитие слюдисто-амфиболовых и гранатсодержащих плагиосланцев. Они отвечают андезитовым лавам, туфам и граувакка м и сменяются слюдистыми сланцами терригенного типа и кварцевыми альбитофирами. Мощность увеличивается в восточном направлении (до 800 м), в этом же направлении вулканогенные породы сменяются осадочными. Разрез серии венчается червуртской свитой, представленной кварцитами и терригенными слюдистыми сланцами с гранатом, ставролитом, кордиеритом, кианитом и андалузитом. В целом при большой мощности (до 7000 м) для разреза серий свойственны пестрота пород, невыдержанность по простиранию, чередование осадочных пород с вулканическими, как основными, так и кислыми.

Этот же возраст скорее всего имеют породы кейвской гнейсовой серии, слагающие обширный Кейвский грабен-синклинорий, ограниченный разломами и имеющий несогласное с внешними границами внутреннее строение. Породы серии расчленяются на две толщи, понойскую (нижнепонойскую) и лебяжинскую, разделенные конгломератами. Первая сложена главным образом основными вулканитами и обнажается по преимуществу в краевой восточной части синклинория. Вторая, слагающая наибольшую площадь синклинория, представлена кислыми вулканитами (лептитами) и слюдистыми гнейсами и сланцами.

На породах обеих свит несогласно залегает терригенная толща Малых Кейв (Мирская, 1975). Она, как и вышележащие породы, принадлежит к образованиям карелид и подробнее рассматривается ниже.

Тектоническая история и характер структур досвекофенно-карельских образований кольской зоны карелид выяснены недостаточно. Структурный анализ ряда участков в области развития кольских гнейсов показал, что этапам гранулитового и амфиболитового (высоких ступеней)

метаморфизма соответствует несколько фаз складчатости (Доброжинцкая, 1975); среди доминирующих западо-северо-западных структур гнейсов основное значение имеют поздние, карельские, структуры.

Фундамент Карельской зоны карелид

В Карельской зоне наиболее полно породы основания представлены на территории Фенно-Карельского поднятия, занимающего Западную и Центральную Карелию и восточную часть Средней Финляндии. Однако для удобства изложения досвекофенно-карельский комплекс поднятия рассматривается нами в этом разделе, тем более, что он изучен значительно лучше в Карельской АССР, чем на смежной территории Финляндии.

Как самостоятельная тектоническая единица Фенно-Карельское поднятие было выделено А. А. Полкановым (1939, 1940) и с тех пор неизменно присутствует на тектонических схемах и картах. В пределах поднятия наряду с породами фундамента развит весь разрез нижнего и среднего протерозоя. Особенно характерно развитие сланцево-железорудных толщ гимольской серии, относившихся к нижнему — лопскому — отделу нижнего протерозоя (Кратц, 1958, 1963; Кратц, Шуркин, 1960; Кратц и др., 1969, 1971; Лазарев, 1971; Чернов, 1964; Чернов и др., 1970; Шуркин, 1968). Гимольская серия образует две меридиональные кулисообразные полосы общего синклинального строения, из которых западная протягивается через всю территорию Западной Карелии от района г. Суоярви на юге до системы озер Куйто на севере. Взаимоотношения пород гимольской серии с гранито-гнейсовым обрамлением давно уже привлекают внимание. В настоящее время может считаться доказанным, что тектонические структуры гимольской серии непрерывно прослеживаются в области пород основания. С ними сопряжено формирование гранитоидов ранней диорит-плагиогранитной серии, возраст которых, определенный в разных частях поднятия разными методами, древнее 2,7 млрд. лет (Лобач-Жученко и др., 1972; Тугаринов, Бибикова и др., 1970; Kouvo, 1958, 1964; Kouvo, Tilton, 1966). Повышение степени метаморфизма пород гимольской серии делает их неотличимыми от пород фундамента. В последнее время (Тугаринов и др., 1976; личное сообщение Бергмана) был определен по свинец-свинцовому методу возраст плагиоклазовых и микроклиновых гранитов, непосредственно секущих породы гимольской серии в районе Костомукшского железорудного месторождения. Он равен 2,7 млрд. лет. Эти данные подтверждают более раннее определение возраста рудных свинцов (2,8—2,9 млрд. лет) из колчеданных руд парандовской серии, коррелируемой с породами гимольской (Тугаринов и др., 1963). Такие же значения возраста (2,6—2,7 млрд. лет) получены в разных пунктах восточного сланцевого пояса карелид восточной Финляндии (Иломанси — Кухмо — Суомуссалми).

Таким образом, оказалось, что породы, которые считались стратотипом ранней доинверсионной геосинклинальной стадии развития карелид (Кратц, 1963), имеют досвекофенно-карельский возраст. Аналогичной является ситуация как в кольской, так и в карельской зоне карелид. По-видимому, основное различие состоит в том, что в Карелии (по крайней мере северной половине ее центральной и западной части) наиболее древние породы представлены супракрустальными гнейсовыми толщами, тогда как на Кольском полуострове доминируют изверженные породы. В обоих случаях досвекофенно-карельское основание имеет двухъярусное строение; верхний ярус представлен осадочно-вулканогенными толщами, несущими железисто-кремнистую формацию.

Строение разрезов гимольской серии и гнейсовой толщи основания видно на примере хорошо изученного района оз. Верхнее Куйто и близ расположенного Костомукшского железорудного месторождения.

В основании гнейсовой серии района оз. Верхнее Куйто залегает мощная толща роговообманковых тонкополосчатых гнейсов (ширина полосы достигает 10 км). Цепочкообразное развитие роговой обманки вдоль полосчатости, бурый темный кварц и темный плагиоклаз резко отличают эти гнейсы от других пород серии. Выше по разрезу через роговообманково-биотитовые разности, содержащие пластообразные тела и будины амфиболитов, роговообманковые гнейсы сменяются лейкократовыми биотитовыми гранито-гнейсами, а последние — мощной толщей пироксеновых амфиболитов. Среди пород гнейсовой серии залегает горизонт глиноземистых гранат-биотитовых и силлиманитсодержащих лептитовидных гнейсов, ассоциирующихся с гранатовыми амфиболитами видимой мощностью до 400 м. Породы собраны в складки северо-западного простирания, но позднее были смяты в широтные и северо-восточные складки трех генераций. С наиболее ранними субширотными структурами связано формирование плагиогранитной серии с характерным для гранитоидов и мигматитов развитием голубого кварца. Складки последней, третьей, генерации имеют северо-восточное направление (20—40°), и с ними сопряжено формирование пород собственно гранитной серии; в ее последних дериватах серый и молочно-белый кварц вновь сменяется бурым, прозрачным раух-топазом (Лазарев, Кожевников, 1973).

В основании разреза Костомукшской синклинальной зоны залегают осадочные кварцито- и песчаниковидные сланцы и гнейсы. При повышении степени метаморфизма они переходят в двуслюдяные или содержат гранат, силлиманит и ставролит. Среди них встречаются гиперглиноземистые разности, содержащие до 26% Al_2O_3 при 3—5% K_2O, по-видимому представляющие собой метаморфизованные образования кор выветривания. Эти реликтовые породы залегают во внешних контактах зоны, к которым, как правило, приурочены постгимольские плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты. В центральных частях зоны во внутренних антиклинальных структурах наряду с ними обнажаются различные сланцевые брекчии, конгломераты с обломками слюдистых сланцев, гнейсов и амфиболитов и кислые вулканиты, порфироиды с кварцевыми или альбитовыми вкрапленниками. Кварцевым порфирам свойственны вкрапленники опаловидного кварца, идентичные с кварцем плагиогранитов оз. Верхнее Куйто. Толща кислых вулканитов и терригенных пород (200—400 м) перекрывается толщей полосчатых кварцево-рогообманковых сланцев и основных вулканитов (50—200 м), переходящих в граувакковые слюдистые сланцы (10—20 м).

Выше по разрезу залегают породы собственно железорудной толщи, отделенные от подрудных амфиболовых сланцев сланцевыми конгломератами, в обломках которых наряду со слюдистыми сланцами встречаются порфироиды, амфиболиты, амфиболовые полосчатые сланцы. В разрезе железорудной толщи, сложенной разнообразными кристаллическими сланцами (графитистыми, карбонатными, тальковыми и слюдистыми ритмичнослоистыми) и железистыми кварцитами, выделяются три свиты, которые, по одним представлениям, последовательно перекрывают друг друга (Чернов, 1964; Чернов и др., 1970), по другим — фациально сменяют друг друга (Лазарев, 1971). В зависимости от этого мощность толщи соответственно оценивается в 1,5—2 км или всего в 500—800 м. Железорудная толща прорывается гипабиссальными плагиопорфирами и геллефлинтами.

Все описанные породы субсогласно перекрыты мощной толщей основных лав, с которыми ассоциируют гипербазиты.

Тектонические структуры железорудной гимольской серии подобны структурам гнейсовой серии основания. Но породы верхней вулканогенной толщи смяты лишь в северо-восточные складки поздней генерации, и их тектонический стиль, так же как и степень метаморфизма пород, заметно отличается от гимольской серии. Они пересечены лишь наиболее

поздними микроклиновыми гранитами, тогда как породы гимольской серии секутся и содержат массивы лишь плагиомикроклиновых гранитов в зоне амфиболитовой фации метаморфизма.

Таким образом, образования гимольской серии скорее представляют заключительную стадию досвекофенно-карельского развития, чем начало нового цикла, тогда как породы вышележащей офиолитовой формации могут рассматриваться как образования начальной стадии развития карелид.

Залегающие под образованиями гимольской серии терригенные глиноземистые метаосадочные и вулканогенные породы кислого и затем основного состава (подрудная толща) установлены и в других частях Западно-Карельского синклинория (районы деревень Большозеро, Гимолы и др.) и, очевидно, могут быть выделены в региональную стратиграфическую единицу. Они отмечаются и в основании парандовской серии, коррелируемой с гимольской (Богданов, 1971; Руденко, 1972).

Одновозрастность парандовской и тикшозерской серий с гимольской заставляет относить и их формирование к досвекофенно-карельскому циклу. При этом разрез парандовской серии в типичных районах развития (зона Хаутоваара-Чалка, в Южной Карелии, д. Парандово у железнодорожной ст. Кочкома между Сегежей и Беломорском) полностью сопоставим с рассмотренным разрезом Костомукшской синклинальной зоны, вплоть до наличия верхней вулканогенной толщи (спилито-диабазовой формации), ассоциирующейся с гипербазитами (Попов, 1968; Робонен, Коросов, 1974). Разрез тикшозерской серии в зоне Кукасозеро — Тикшозеро в Северной Карелии на границе с Беломорским массивом (Неуструев, 1938; Демидов, Кратц, 1974) и разрез парандовской серии в восточном крыле Лехтинского синклинория также на границе с Беломорским массивом (Робонен и др., 1974а, б), по-видимому, могут быть сопоставлены с подрудной толщей гимольской серии.

В целом для Фенно-Карельского массива характерно преобладание древнего структурного плана, представленного двумя системами тектонических структур. Первая более ранняя система северо-восточных и восток-северо-восточных складок, погружающихся на северо-восток и опрокинутых на юго-восток, сохранилась в центральной части массива в районах Западной Карелии от оз. Лексозеро на юге до оз. Верхнее Куйто на севере. Эти складки сменяются северо-северо-восточными и меридиональными (см. приложение).

Кроме того, в пределах Фенно-Карельского поднятия выделяются зоны наложенных тектонических структур последующего свекофенно-карельского цикла, принадлежащие к селецкой и шуйской тектоно-плутоническим эпохам (Лазарев, 1973). Наиболее ранние из них (собственно селецкие) имеют западо-северо-западное направление; складки опрокинуты на север, а шарниры горизонтальны или полого погружаются на запад. Такое же направление свойственно и наиболее поздним шуйским (среднепротерозойским) структурам, однако здесь крылья складок чаще осложнены взбросами, взбросо-сдвигами и дайками слабометаморфизованных габбро и диабазов. Эти две системы структур характеризуются разной степенью регионального метаморфизма пород и разной плутонической деятельностью. Они отделены друг от друга субмеридиональной зоной, к которой приурочены останцы линейных грабен-синклиналей, и мульдообразных прогибов, сложенных породами среднего протерозоя— верхними карелидами (Кратц, 1963; Кратц, Лазарев, 1961).

Резюмируя данные по досвекофенно-карельским образованиям, можно сделать следующие заключения.

Суперкрустальные и изверженные серии досвекофенно-карелид сформировались не позднее чем 2,7 млрд. лет назад. Они представлены широким набором формаций; общая последовательность их образования по крайней мере на последней стадии развития, т. е. от 3,0 до 2,7 млрд.

лет, вполне соответствует характеру развития фанерозойских подвижных поясов.

Устанавливается двухъярусное строение досвекофенно-карелид. Верхний структурный ярус, по-видимому, сохранился лишь в Карельской и Кольской зонах карелид и на Фенно-Карельском поднятии. В Кольской зоне он представлен образованиями кольской серии, сериями колмозеро-воронья, полмос-порос и кейвской; в Карельской зоне ему отвечают образования парандовской и тикшезерской серий; в восточной части Фенно-Карельского поднятия — образования гимольской серии. По радиологическим данным несомненно наличие таких же пород (Иломанси, Кухмо, Суоммуссалми) в западной части поднятия, расположенной в Финляндии, хотя геологически они до настоящего времени не отделяются от более молодых карельских образований. Для верхнего структурного яруса характерно развитие вулканогенно-осадочных железисто-кремнистой и серноколчеданной формаций, а среди осадочных пород — карбонатных и графитистых сланцев, которые совершенно отсутствуют в более древних толщах. Подобная же ассоциация пород в восточной части щита появляется затем только между 1,9 и 1,7 млрд. лет в конце периода существования молодой ятулийской платформы.

Таким образом, в верхний структурный ярус досвекофенно-карелид попадают образования нижнего лопского отдела нижнего протерозоя и структуры ребольской эпохи тектогенеза.

Все современные выступы фундамента были активно вовлечены в свекофенно-карельское развитие и в той или иной мере испытали структурную перестройку. Их границы, как правило, определяются глубинными разломами или проводятся (в известной мере условно) по смене регионального структурного плана. Основные зоны разломов были заложены, по-видимому, в ходе раннеселецких движений, т. е. 2,1—2,2 млрд. лет тому назад. Особенно активное их омоложение произошло на рубежах около 1900—1950 млн. лет и около 1800 млн. лет, т. е. в возрастных рамках ранне- и позднесвекофеннских движений.

Свекофенно-карелиды

Образования свекофенно-карельского цикла сформировались между 2,6 и 1,7 млрд. лет. Однако проведенные в последние годы исследования возраста пород наиболее совершенными изохронными U-Pb и Rb-Sr методами показали, что многие толщи, традиционно относимые к данному циклу, выпадают из этого возрастного интервала. Наиболее важные выводы заключаются в следующем.

1. Суперкрустальные толщи нижнего лопийского отдела нижнего протерозоя, развитые в восточной части щита и интенсивно дислоцированные в первую раннепротерозойскую (ребольскую) эпоху складчатости (Кратц, 1955, 1963; Лазарев, 1973; Шуркин, 1968; Этапы тектонического развития..., 1973), имеют досвекофенно-карельский возраст.

2. Карелиды Северной Швеции, в частности сиенит-порфировая формация района Кируны, имеют более молодой возраст — 1500—1600 млн. лет.

3. Лептит-порфировые формации Юго-Западной Швеции также оказались моложе 1,7 млрд. лет, хотя они традиционно рассматривались как типично свекофеннские.

4. Среди суперкрустальных сланцевых толщ карелид Восточной Финляндии все больше обнаруживается пород, возраст которых превышает 2,6 млрд. лет.

Эти данные не только в корне меняют представления о наборе и характере структурно-вещественных комплексов свекофенно-карелид, но и заставляют по-новому рассматривать докембрийскую историю щита.

Первоначально свекофенниды в наиболее типичном районе развития — в Юго-Западной Финляндии и Центральной Швеции со свойственными им субширотными структурами — рассматривались как образования более древнего цикла, чем карелиды, тектонические структуры которых в целом субмеридиональны (Sederholm, 1897, 1913, 1931). Исследования, проведенные в Карелии (Eskola, 1925; Hackman, Wilkman, 1929; Ramsay, 1902, 1906), подтвердили выводы А. А. Иностранцева о наличии углового несогласия между слабо дислоцированными и метаморфизованными конгломерато-кварцито-карбонатными толщами, получившими название ятулия (Ramsay, 1906) и подстилающими сложнодислоцированными, прорванными гранитами сланцевыми толщами, названными калевием. Все эти образования П. Эскола (Eskola, 1925) предложил назвать карелидами, причем сланцы ладожской формации также включались в состав калевия в соответствии с точкой зрения И. Седерхольма. Такое понимание объема карелид получило дальнейшее развитие в работах советских (Тимофеев, 1935; Судовиков, 1939; Харитонов, 1938, 1941; Неуструев, 1938) и частью зарубежных исследователей (Hackman, 1933; Mikkola, 1949). Значение несогласия между ранними, интенсивно смятыми и прорванными гранитами толщами геосинклинального типа и более молодыми толщами ятулия и сариолия подчеркивалось в работах Л. Я. Харитонова (1941), М. А. Гиляровой (1948а, б, 1949), К. О. Кратца (1955), Х. Вяюрюнена (Väyrynen, 1933) и П. Эскола (Eskola, 1948), хотя одни авторы (П. Эскола, Х. Вяюрюнен, М. А. Гилярова) эти толщи относили к архею, а другие в соответствии с первоначальной точкой зрения Рамсея считали раннекарельскими — нижнепротерозойскими.

Дальнейшее изучение карелид Карелии дало новые результаты, свидетельствующие о том, что сланцевые комплексы ранних карелид (калевия, по Рамсею) состоят из двух разновозрастных комплексов, разделенных эпохой складчатости и перерывом в осадконакоплении. Первый комплекс стал рассматриваться как нижний отдел нижнего протерозоя (лопий), отвечающий собственно геосинклинальной стадии, а второй — как верхний отдел (сумий), формировавшийся в условиях орогенной стадии (Кратц, 1958, 1963). Калевийские толщи Северного Приладожья по этой схеме относятся к сумию. Терригенные ладожские сланцы имеют отчетливый флишевый характер. Их отложение происходило в остаточном прогибе миогеосинклинального типа. Оценка возраста селецкой складчатости на границе между средним и нижним протерозоем, сделанная тогда же исключительно на основе K-Ar определений, дала значения около 2000 млн. лет (Полканов,Герлинг, 1961). Верхнекарельские толщи сариолия и ятулия в свою очередь стали рассматриваться как соответствующие отделы среднего протерозоя, кроме них был выделен также третий, верхний отдел, представленный основными вулканитами суйсарского комплекса (Левинсон-Лессинг, 1888; Гилярова, 1941). Локально развитый по западному побережью Онежского озера комплекс континентальных кварцитов и песчаников иотния с силлами габбро-диабазов был отнесен к верхнему протерозою и в возрастном отношении коррелировался с песчаниками Сатакунты и Мухоса в Финляндии и иотнием Швеции (Кратц, 1958, 1963; Шуркин, 1968).

В Финляндии развитие представлений о геологическом строении и взаимоотношениях карелид и свекофеннид пошло по иному пути. Было установлено, что структуры гнейсо-гранитов докарельского основания в Восточной Финляндии, на территории Фенно-Карельского поднятия, полностью согласны со структурами карелид, т. е. являются карельскими. Изучение их взаимоотношений со свекофеннскими структурами в Юго-Восточной Финляндии, с другой стороны, показало, что свекофеннские структуры западо-северо-западного простирания моложе, срезают карелиды и надвинуты на них. Поскольку разрез карелид в финской части Фенно-Карельского поднятия не расчленяется на разновозрастные

комплексы и конгломерато-кварцитовые толщи, идентичные с сариолийско-ятулийскими породами Карелии, почти неизменно рассматривались как залегающие в основании разреза, свекофеннские структуры оказывались в целом моложе всего разреза карелид. Это дало основание для заключений о существовании Карельского массива или континента (Вяюрюнен, 1959). Было отмечено, что развитые внутри него континентальные фации сариолия и ятулия (фации кайнуу и яуракка) к периферии сменяются морскими, карбонатно-сланцевыми (морской ятулий, по Вяюрюнену), а затем геосинклинальными флишевыми толщами сланцев калевия (лодожской формации) в Восточно-Финляндской зоне, залегающими на морском ятулии. Вместе с тем определения радиометрического возраста процессов метаморфизма, формирования гранитоидов и основных пород в свекофеннидах Финляндии показали, что время основной складчатости, регионального метаморфизма и синорогенных гранитоидов укладывается в интервал 1,9—2,0 млрд. лет, т. е. отвечает карельскому циклу, в пределах которого возраст метаморфизма среднепротерозойских образований заключен в интервале 1,7—1,9 млрд. лет (Полканов, Герлинг, 1961; Судовиков и др., 1970; Лобач-Жученко и др., 1972). В свете этих данных представлялось наиболее вероятным сопоставлять свекофеннские структуры с селецкими (Кратц, 1961; Лазарев, 1973) и рассматривать их как досреднепротерозойские в соответствии с точкой зрения И. Седерхольма и ранних работ П. Эскола, затем последовательно развитой К. О. Кратцем. Однако многие исследователи как в Финляндии, так и в СССР, считают, вслед за Х. Вяюрюненом, что свекофеннские образования моложе, чем ятулийские терригенные толщи (Харитонов, 1966; Предовский и др., 1967; Судовиков и др., 1970). Таким образом, несмотря на то, что в целом эпоха формирования свекофеннид составляет только часть возрастного интервала образования карелид, конкретные геологические взаимоотношения между ними остались дискуссионными.

Существование подобных нерешенных проблем и противоположных трактовок внутреннего строения свекофенно-карелид не дает возможности представить единую картину развития в рамках этого цикла и заставляет рассматривать материал по отдельным пространственно разобщенным зонам. Это изложение мы начнем с карельской зоны карелид, разрез которых считается во многих отношениях опорным, а тектонические структуры непосредственно продолжаются на территорию Финляндии.

Карелиды

Ранние карелиды

Поскольку толщи пород, ранее относившихся к начальной стадии развития карелид, оказались более древними, чем принятая в СССР граница нижнего протерозоя и карельского цикла, из которого в этом обзоре исключены образования лопия и структуры ребольского периода тектогенеза (Кратц, 1958, 1963; Лазарев, 1973; Шуркин, 1968; Этапы тектонического развития..., 1973; Проблемы геологии докембрия..., 1976). Они рассмотрены в предыдущем разделе. Таким образом, нижняя граница карельских образований проводится по подошве отложений, отвечающих сумийскому отделу и тектоническим структурам селецкого периода тектогенеза. Нижняя граница карелид по косвенным данным оценивается в 2,4—2,6 млрд. лет.

Область распространения карелид (рис. 1, приложение, табл. 1) подразделяется на ряд структурно-фациальных зон, из которых важнейшими являются следующие.

1. Северо-Карельская зона, состоящая из двух подзон (синклиниев): Кукасозерско-Тикшозерской на востоке и Панаярви-Куолоярвин-

Таблица 1

КОРРЕЛЯЦИЯ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ

Подразделения региональной шкалы		Возраст, млрд. лет	Северное Приладожье: Суперкрустальные образования	Северное Приладожье: Изверженные серии	Западная Карелия: Суперкрустальные образования	Западная Карелия: Изверженные серии	Центральная Карелия: Суперкрустальные образования	Центральная Карелия: Изверженные серии	Восточная Карелия: Суперкрустальные образования	Восточная Карелия: Изверженные серии	Северная Карелия: Суперкрустальные образования	Северная Карелия: Изверженные серии	Западное Беломорье: Суперкрустальное образование	Западное Беломорье: Изверженные серии
Верхний протерозой (PR_3)		1,3	Песчаники, аргиллиты салминской и приозерской свит											
		1,5		Габбро-диабазы, долериты (1,5—1,6) Граниты-ранакиви (1,7)										
		1,75				Габбро-диабазы, габбро	Красноцветные песчаники и кварциты шокшинской свиты Сероцветные песчаники, алевролиты петрозаводской свиты Конгломераты	Габбро-диабазы						
Средний протерозой (PR_2)	Вепсий		Дациты, туфы, туффиты Полимиктовые конгломеры	Постладожские граниты (1780 млн. лет) в ладожской серии		Пегматиты в доятулийском основании (1,7—1,8)	Бесовецкая серия: песчано-глинистые отложения, терригенные сланцы Конгломераты					Микроклиновые граниты (2,78)		
	Суйсарий			Альбититы, габбро-диабазы		Альбититы, габбро-диабазы (1,8)	Туфосланцы, алевролиты Пикриты, наземные и и подводные основные вулканиты, кремнистые сланцы. Конгломераты	Габбро-диабазы Гипербазиты	Пикритовые и диабазовые порфиры, туффитовые, глинистые, кремнистые сланцы	Габбро-диабазы, габбро. Гипербазиты	Пикритовые и диабазовые порфириты, известняки и сланцы Туфосланцы, кремнистые и графитистые сланцы	Альбититы Габбро-диабазы Гипербазиты		
	Ятулий	1,9	Онежская серия: Черные сланцы, доломиты, известняки Доломиты, песчано-глинистые и карбонатно-глинистые сланцы, песчаники Кварцито-песчаники, аркозы, сланцы коры выветривания		Доломиты, глинистые сланцы Диабазы Кварциты, кварцито-песчаники Диабазы Кварцито-песчаники, аркозы, кора выветривания (в южных районах — онежская серия)	Пегматиты (1,8—1,9)	Шунгитовые, глинистые туффитовые сланцы, карбонатные породы диабазы Карбонатные породы сланцы, песчаники, диабазы Кварцевые конгломераты, кора выветривания		Серозерская серия: Кварциты, кварцито-песчаники, аркозы, известковистые песчаники, прослои сланцев, диабазы Кварцевые и другие конгломераты, кора выветривания		Онежская серия: Графитистые, глинистые, карбонатно-глинистые сланцы и карбонатные породы Диабазы. Карбонатные породы, кварциты. Диабазы. Кварцито-песчаники, аркозы, конгломераты.	Габбро-диабазы		Слюдистые пегматиты
	Сариолий		Косослоистые песчаники и кварциты свиты лепиялами, возможно ятулийские	Плагиограниты гранодиориты, кварцевые монцониты и диориты (1,9)	Аркозы, полимиктовые и гранитные конгломераты		Сумийско-сариолийский комплекс: Аркозы, гранитные и полимиктовые конгломераты, туффиты	Микроклиновидные граниты, пегматиты Гипербазиты и дифференцированные интрузии габбро-перидотитовой формации	Песчаники, аркозы, гранитные и полимиктовые конгломераты		Песчаники, аркозы гранитные и полимиктовые конгломераты			
Нижний протерозой (PR_1)	Сумий	2,1×2,2	Амфиболовые сланцы, параамфиболиты (свита иделя)	Габбро, габброноритыпироксениты, перидотиты (дифференцированные интрузии)	Бользерская серия: Аггломераты, конгломерато-брекчии. Диабазы, порфириты, зеленые сланцы		Аггломераты, конгломерато-брекчии Диабазы, порфириты, зеленые сланцы		Аггломераты, конгломерато-брекчии. Основные вулканиты: порфириты диабазы (тунгудская серия)	Граниты, главным образом микроклиновые Габбро-нориты	Диабазы, порфириты туффиты, конгломераты			Граниты — III Друзиты
				Анатексис, куполообразование (2,3—2,5)	Кварцевые порфиры, брекчии, туфы, туффиты, слюдистые сланцы Гранитные конгломераты, брекчии, кора выветривания	Микроклиновые, калинатровые и аляскитовые граниты	Кварцевые порфиры, туфы, аггломераты, туффиты и слюдистые сланцы, частью ленточного типа. Конгломераты, кора выветривания?		Кварцевые порфиры, риолиты кератофиры	Плагиомикроклиновые граниты (2,1—2,4)	Кварцевые породы			
		2,5	Ладожская серия: Филлитовидные, песчаниковидные, ритмично слоистые слюдистые сланцы с силлиманитом, гранатом, ставролитом, кордиеритом, андалузитом Песчаники, кварциты				Бергаульская серия: Филлитовидные хлорито-серицито-кварцевые, актинолитовые углистые ритмично-слоистые сланцы, частью туффиты, основные и средние вулканиты, известняки			Чарнокитовые граниты (2,4—2,5)	Хирвинаволокская серия: Графитистые сланцы Карбонатно-сланцевая толща. Параамфиболиты, частью возможно ортоамфиболиты. Кварциты (серия возможно является возрастным аналогом парандовской серии).			Чарнокитовые граниты
	Лопий	2,7	Основные лавы, туфы спилито-диабазовой формации	Габброиды дайковой серии	Плагиопорфиры, геллефлинты Основные лавы, туфы спилито-диабазовой серии, пикриты	Микроклиновые и плагиомикроклиновые граниты (2,7), гипербазиты	Основные вулканиты спилито-диабазовой формации	Плагиомикроклиновые граниты (2,6—2,7) Габбро-перидотитовая формация	Основные вулканиты недифференцированной спилито-диабазовой формации (тунгудская серия)	Плагиомикроклиновые граниты (2,7) Габбро-перидотитовая формация		Плагиомикроклиновые граниты (2,7) Габбро-перидотитовая формация		Граподиориты — II Габбро-перидотитовая серия (друзиты 1)?
			Сотвальская серия: Слюдистые и графитистые сланцы, известняки, доломиты, пропластки железистых кварцитов Кислые и средние вулканиты, туфы, туффиты, горизонты слюдистых и графитистых сланцев, хемогенных и железистых кварцитов	Пироксенит-габбровая и анортозит-габбро-перидотитовая формация	Гимольская серия: Филлитовидные, граувакковые слюдистые сланцы с горизонтами железистых кварцитов Железистые кварциты Графитистые, серицитовые сланцы и кварциты, карбонатные и тальк-амфиболовые сланцы Слюдистые кварциты, сланцы, конгломераты		Парандовская (бергаульская) серия: Кислые вулканиты натрового ряда, порфириты, андезиты, с горизонтами графитистых и слюдистых сланцев, линзами хемогенных и железистых кварцитов		Парандовская серия: Кислые вулканиты, туфы, туффиты, графитистые и другие сланцы рудно-сланцевой толщи. Средние и основные вулканиты					
									Основные вулканиты Туфоконгломераты Кварциты, лептиты, глиноземистые сланцы и гнейсы		Тикшозерская серия: Кукасозерская свита: кварциты, пласты известняков, основные вулканиты. Кварциты Ириногорская свита: глиноземистые и слюдистые гнейсы и сланцы, слюдистые и роговообманковые гнейсы и сланцы			Плагиограниты, граподиориты (2,9)
			Основные и средние лавы, туфы, горизонты известняков, скарнов, кварциты Ялонварская серия	Амфиболиты и габбро-амфиболиты	Основные лавы, туфы, туффиты (подрудная толща) Кварциты и плагиопорфиры, песчаники, серицитовые и глиноземистые сланцы ?	Плагиограниты, граподиориты, диориты (2,8)	Основные вулканиты, лавы, туфы, туффиты Лептитовидные и глиноземистые сланцы	Габбро-плагиогранитная серия (2,8)						
Архей (AR)			Гнейсо-граниты, гранито-гнейсы, амфиболиты, роговообманковые гнейсы		Амфиболиты Роговообманковые полосчатые и слюдистые гнейсы		Слюдистые и роговообманковые гнейсы, амфиболиты	Олигоклазовые гнейсо-граниты (граподиориты)	Гнейсо-граниты и гранито-гнейсы керетской свиты беломорской серии				Беломорская серия: Лоухская свита: глиноземистые слюдистые гнейсы с горизонтами роговообманковых и амфиболитов Хетоламбинская свита: роговообманковые гнейсы и амфиболиты с горизонтами слюдистых и глиноземистых Керетская свита: гранито-гнейсы с горизонтами амфиболитов	Граниты — I, габбро, гипербазиты

КОРРЕЛЯЦИЯ ДОКЕМБРИЯ ФИНЛЯНДИИ

Область свекофеннид				Восточно-Финляндская зона карелид			Фенно-Карельское поднятие			Лапландская зона			
лептитовая область Южной Финляндии	Юго-Западная и Центральная Финляндия (сланцевые зоны Тампере и Похьянмаа)	Северо-Западная Финляндия (Северная Похьянмаа)	сравнение со свекофеннидами Швеции	западные районы	восточные районы	карелиды Северного Приладожья СССР	пояс Кайнуу	пояс Кухмо-Суомуссалми	карелиды Западной Карелии СССР	Кеми-Рованиеми (Перяпохья)	Киттеля-Соданкюля (Центральная Лапландия)	Кусамо-Куолаярви (Така-Кайнуу)	Северная Карелия СССР, Норботтен, Швеция
Посторогенные микроклиновые граниты и рапакиви (1700) Позднекинематические плагиомикроклиновые граниты Гипербазиты Ориярви (1750—1850) Синкинематическая габбро-плагиогранитная серия (1830—1980) Дифференцированные перидотито-габбровые интрузии 1,9 млрд. лет	Красноцветные песчаники и оливиновые диабазы Сатакунты	Аргиллиты и глинистые сланцы грабена Мухос (~1400)		Габбро-диабазы Плагиомикроклиновые граниты Габбро-плагиогранитная серия (1880—1950)	Габбро-диабазы Посткарельские граниты, аплиты, пегматиты (1800—1900) Калевийские гипербазиты					Кварцевые сиениты, сиенит-порфиры (1560—1650) Плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты (1800) Габбро-плагиогранитная серия Хапаранда (1880)	Граниты Наттанен	Микроклиновые граниты. Пикриты и гипербазиты Основные вулканиты: диабазы, лавы, туфы, агломераты Роговообманковые сланцы, основные туффиты со слоями доломитов	Суйсарий (СССР)
		Кварциты, филлиты, аркозы, гранитные и полимиктовые конгломераты	Конгломераты Варгфорс в Шеллефте				Филлитовая толща: углистые филлиты, карбонатно-глинистые сланцы Филлито-доломитовая толща с фациальным выклиниванием на север: доломиты, глинистые сланцы, туффиты Серицитовые кварциты, сланцы, кварцито-песчаники: метадиабазы, из трех толщ с фациальным выклиниванием на юг Кора выветривания	Диабазы Кварциты, кварцито-песчаники Кора выветривания	Сегозерская и онежская серии	Интрузивные метадиабазы Кварциты Кивало и Каллинкангас (2150)	Доломиты, известняки и карбонатно-глинистые сланцы Диабазы, филлиты, кварциты, кварцито-песчаники серии Кумпу	Углистые и графитистые сланцы с прослоями основных туффитов. Известняки и доломиты кварциты, кварцито-песчаники, серицитовые сланцы и кварциты с пачкой глинисто-кремнистых сланцев и горизонтами метадиабазов-эффузивов	Ятулий (СССР)
Основные вулканиты: диабазы, порфириты, агломераты, шаровые лавы Кварц-полевошпатовые сланцы, линзы известняков, кварциты, конгломераты 2,2 млрд. лет	Зеленокаменные и полимиктовые конгломераты Основные вулканиты: диабазы, порфириты, шаровые лавы, агломераты, горизонты туффитов и сланцев Кварц-полевошпатовые сланцы, кварциты, конгломераты	Гранитные конгломераты, аркозы, кварциты, филлиты Граниты, гранодиориты, аплиты	Верхние лептиты	Роговообманковые сланцы, туффиты, параамфиболиты		Свита иеля	Аркозы, полимиктовые и гранитные конгломераты, туфы, туффиты, основные вулканиты Хонкала-Нявяко гипербазиты (2150) Граниты, гранодиориты (?)	Аркозы, гранитные конгломераты. Основные вулканиты, гипербазиты Граниты, в том числе микроклиновые, докарельские	Сумийско-сариолийский комплекс	Конгломераты Кивало, Тайвалкоски, Уконкангас Габбро-анортозит-серпентиниты Микроклиновые граниты, мигматизирующие гнейсо-граниты	Конгломераты и аркозы Сиркка Основные вулканиты, диабазы, лавы, гипербазиты Киттеля, граниты (?)	Аркозы, конгломераты, диабазы и зеленые сланцы, туффиты (2150) Кора выветривания Плагиомикроклиновые граниты, кварцевые порфиры	Сумий и сариолий (СССР)
Слюдистые и кинцигитовые гнейсы, иногда с реликтовой ритмичностью, характерно наличие известковистых конкреций, горизонты кварцитов, метааркозов, гранитные конгломераты (Ориярви, Бокхольм)	Ритмично-слоистые слюдистые сланцы с кордиеритом, андалузитом, гранатом, ставролитом, силлиманитом; филлиты с конкрециями В нижней части, горизонты конгломератов, в том числе гранитных (Лавиа-Сюдениемя), аркозов, кварцитов	Слюдяные гнейсы и сланцы ставролитовые и гранатсодержащие сланцы, иногда с андалузитом и кордиеритом	Серии Ларсбо и Мелар	Ритмично-слоистые слюдистые и глиноземистые гнейсы, сланцы, филлиты Кварциты, песчаники, гравелиты	Ритмично-слоистые слюдистые и глиноземистые сланцы и филлиты, характерны известковистые конкреции Аркозы, конгломераты, кварциты	Ладожская серия	Слюдистые и глиноземистые сланцы, гнейсы, филлиты, кварциты, песчаники, конгломераты (?)	Терригенные слюдистые сланцы, филлиты, частью глиноземистые	Ладожская и бергаульская серии	Слюдистые и филлитовидные сланцы с горизонтами кварцитов в нижней части — известняков	Слюдистые и глиноземистые терригенные флишоидные гнейсы, сланцы, филлиты		Пахакуркио (Швеция)
Гнейсо-граниты, мрондьемиты, габбро, диориты (?) Серпентиниты Основные вулканиты: шаровые лавы, порфириты (развиты локально) Железистые кварциты, известняки, слюдистые сланцы и гнейсы, кварциты, графитистые сланцы, пласты амфиболитов Кинцигитовые гнейсы с горизонтами кварцитов, амфиболитов, известняков (в восточных районах)	Гранодиориты, кварцевые диориты, анортозиты, пироксениты (?) Основные вулканиты Графитистые сланцы, кварциты, тремолитовые и куммингтонитовые сланцы, скарноиды, известняки, слюдистые сланцы и гнейсы Слюдистые сланцы и гнейсы, кинцигиты, амфиболиты	Основные эффузивы (метадиабазы), кварциты, известняки, графитистые сланцы филлиты	Серии Сахе и Гротюттан Лептит-геллефлинтовый комплекс	Известняки, тремолиты и диопсидовые скарны, антофиллитовые сланцы, графитистые сланцы с горизонтами роговообманковых сланцев (туффитов) и амфиболитов Основные вулканиты: диабазы, порфириты, шаровые лавы, туффиты, силициты, прослои графитистых сланцев Силлиманитовые кварциты Конгломераты, аркозы	Известняки, доломиты, скарны, графитистые сланцы и кварциты, туффитовые и слюдистые сланцы; кварцито-песчаники и кварциты Основные вулканиты: тремолитовые, куммингтонитовые, роговообманковые сланцы и амфиболиты основного и среднего состава, кремнистые, графитистые сланцы среди шаровых лав, горизонты известняков	Сортавальская серия	Железистые кварциты, известняки и доломиты, скарноиды, основные вулканиты, графитистые сланцы	Основные вулканиты: диабазы, амфиболиты, шаровые лавы, гипербазиты, железистые кварциты, графитистые сланцы, туффитовые роговообманковые сланцы	Гимольская серия и спилито-диабазовая формация	2,05 млрд. лет Известняки, доломиты, скарны, горизонты хемогенных, иногда железистых кварцитов, графитистые сланцы и кварциты, частью переславающиеся с туффитами	Основные вулканиты, габбро, гипербазиты. Туффитовые и слюдистые сланцы Известняки, доломиты, скарны, железистые кварциты, графитистые сланцы, основные вулканиты Слюдистые сланцы		Группа Вейкавара и ее аналоги (Швеция)
Лептиты, глиноземистые кварц-полевошпатовые породы, кварциты, частично кислые вулканиты (в западных районах) Средние и основные вулканиты, в подчиненном количестве дациты	Лептиты кислого и среднего состава, кварцевые и плагиопорфиры, геллефлинты, в подчиненном количестве основные вулканиты			Кора выветривания 2,8 млрд. лет Гнейсо-граниты, амфиболиты Гранито-гнейсы, амфиболовые гнейсы		Архей	2,8 млрд. лет Гнейсо-граниты, гранито-гнейсы, гнейсы, амфиболиты		Архей	Туффитовые амфиболовые сланцы Эффузивные и интрузивные метадиабазы 2,8 млрд. лет Гнейсо-граниты, гранито-гнейсы основания	Основные вулканиты: обычно различные амфиболиты с реликтами вулканогенных и лавовых текстур Базальные кварциты и сланцы Гранито-гнейсы	2,8 млрд. лет Гнейсо-граниты основания	

Примечание. В скобках дан возраст в млн. лет.

ской на западе. Первой из подзон и южной части второй свойственно широтное направление складчатых структур, в целом погружающихся на запад и непрерывно продолжающихся на территорию Финляндии в виде обширного синклинория от г. Кеми до г. Кусамо. Северной части подзоны свойственны меридиональные складки, и породы этой зоны также непрерывно прослеживаются вдоль границы в финскую Лапландию в районы Соданкюля — Рованиеми — Киттеля.

2. Восточно-Карельская зона представляет собой юго-западное продолжение Северо-Карельской и также вытянута вдоль юго-западной границы Беломорского массива. Выступами гнейсо-гранитного фундамента складчатые структуры северо-западного простирания разделены на несколько синклинориев, из которых наиболее крупными являются Шомбозерский, Лехтинский (или Шуезерский), Южно-Выгозерский Ветряного пояса.

3. Западно-Карельская зона целиком расположена в пределах восточной части Фенно-Карельского поднятия.

4. Северо-Ладожская зона карелид примыкает к Фенно-Карельскому поднятию с юго-запада, характеризуясь западо-северо-западной ориентировкой складчатых структур. Они непосредственно продолжаются на территорию Финляндии и являются частью Восточно-Финляндской зоны.

Карелиды Центральной и Южной Карелии оказываются связующим звеном между указанными зонами.

Северо-Карельская зона

Разрез зоны подробно охарактеризован К. О. Кратцем (1963). В синклинории Кукасозеро — Тикшозеро он состоит из трех свит (серий). Нижняя, ириногорская (от 200 до 2500 м), развита в восточной части синклинория. Она состоит из разнообразных слюдистых гнейсов и сланцев (гранат-биотитовых, амфибол-гранат-биотитовых, биотит-амфиболовых, роговообманковых) и глиноземистых гнейсов и сланцев с кианитом и ставролитом. Амфиболсодержащие разности приурочены к нижней части серии и вверх через преобладающие слюдистые биотитовые разности переходят в глиноземистые гнейсы и сланцы. В самых верхах разреза среди них присутствуют горизонты кварцитовидных сланцев, полевошпатовых и слюдистых кварцитов.

Южным продолжением ириногорской является хизоварская свита (более 2000 м), разрез которой подробно изучался Н. А. Волотовской (1940 г.). В составе свиты сланцеватые и порфиробластические амфиболиты с пропластками биотитовых гнейсов сменяются глиноземистыми сланцами и гнейсами с телами амфиболитов и затем вновь порфиробластическими амфиболитами. На них залегает толща однородных лейкократовых полевошпат-кварцевых гнейсов и сланцев с биотитом и амфиболом, венчающаяся также порфиробластическими амфиболитами.

На породах ириногорской свиты залегает вулканогенная кукасозерская свита. В ее разрезе выделяются две толщи: нижняя собственно вулканогенная (от 500 до 1600 м) и верхняя кварцитовая (до 400 м) (Демидов, 1961; Кратц, Демидов, 1963). В вулканогенной толще амфиболовые и гранат-амфиболовые сланцы и сильно измененные диабазы — мандельштейны вверх по разрезу сменяются туфами, туфобрекчиями и содержат маломощные пропластки кварцитов и карбонатных пород. В верхней толще массивные полевошпатовые кварциты сменяются биотит-эпидотовыми кварцитами, хлорит-гранатовыми сланцами и карбонатными породами.

Центральная часть синклинория сложена породами хирвинаволокской свиты, залегающей как на кукасозерской, так и на ириногорской свитах. В ее составе параамфиболиты (200—250 м) через переслаивание с разнообразными, амфиболсодержащими сланцами и кварцитами (100—

150 м) сменяются чередованием карбонатных пород со сланцами, в том числе кианитсодержащими (50—200 м), и далее известняками и доломитами (50—100 м), венчающимися горизонтом графитистых сланцев. На породах свиты залегают полимиктовые конгломераты, относимые К. О. Кратцем и Н. Ф. Демидовым к сариолию.

В региональной стратиграфической схеме (Кратц, 1963) породы ириногорской и кукасозерской свит относятся к лопию и рассматриваются как фациально замещающие друг друга, а хирвинаволокской свиты — к сумию. Исследованиями последних лет (В. И. Коросов, Н. Ф. Демидов, Н. В. Мельянцев, В. Н. Робонен) установлено, что кукасозерская свита повсеместно отделяется от ириногорской горизонтом сливных кварцитов; в нижней части хирвинаволокской свиты были обнаружены косослоистые кварциты и кварцито-песчаники, гравелиты и конгломераты, идентичные с породами ятулия. Таким образом, возникло предположение, что хирвинаволокская свита является среднепротерозойской, а кукасозерская свита — сумийской, более молодой по возрасту, чем ириногорская. Это предположение нуждается в дальнейшем подтверждении, так как породы хирвинаволокской свиты испытали длительную и сложную структурно-метаморфическую эволюцию, секутся гранитоидами, мигматизируются и содержат тела ультраосновных пород, принадлежность которых к среднепротерозойскому гипербазитовому комплексу далеко не бесспорна (Богачев, Лавров, 1971; Лавров, 1968; Этапы тектонического развития..., 1973). Вместе с тем такое заключение как будто подтверждается результатами изучения зоны перехода широтных структур Панаярвинского синклинория в меридиональные структуры Куолоярвинского синклинория.

В восточном окончании Панаярвинского синклинория и по его северному крылу на гранито-гнейсах фундамента через полимиктовые конгломераты залегают сумийские основные вулканиты, представленные серией лавовых потоков из диабазов, порфиритов, мандельштейнов и вулканических брекчий, и более молодые кварцевые порфиры и кератофиры, по своему характеру очень сходные с разрезом тунгудской серии Восточной Карелии (см. ниже). Выше них с корой выветривания и местами также с конгломератами в основании залегают ятулийские кварциты и кварцито-песчаники, вверх по разрезу сменяющиеся сланцево-карбонатной толщей. Ятулийские породы содержат ряд пластовых тел диабазов и секутся многочисленными интрузивными габбро-диабазами. Обе толщи в северо-восточном краю синклинория, огибая небольшой выступ фундамента Раакку-Тунтури, приобретают меридиональное простирание и продолжаются в породах ниваярвинской и соваярвинской свит, слагающих восточное, сильно нарушенное разломами, крыло Куолоярвинского синклинория. Ниваярвинская свита (до 1500 м) сложена кварцитами, кварцитовыми и амфиболовыми сланцами и амфиболитами с согласными жилами микроклиновых гранитов; в верхней части разреза содержит прослои сланцев и карбонатных пород. Соваярвинская свита (400 м) согласно перекрывает ниваярвинскую и сложена по преимуществу разнообразными филлитовыми и карбонатными сланцами, доломитами и известняками, с горизонтами углистых сланцев в верхней части разреза.

Центральная часть Куолоярвинского синклинория сложена мощной толщей основных вулканитов, смятых в открытые складки с пологими крыльями. Среди них изредка встречаются небольшие участки карбонатно-сланцевых отложений, вполне идентичных с породами соваярвинской свиты, хотя некоторые из них приурочены к небольшим синклиналям. Толща основных вулканитов отделена от нижележащих пород горизонтом аркозов и гранитных конгломератов, что свидетельствует о перерыве в осадконакоплении и объясняет иной структурный план Куолоярвинского синклинория.

Если в Панаярвинском синклинории ведущую роль играют широтные складки, осложненные наложенными меридиональными и разломами,

обусловившими изгибание осевых поверхностей и смещение крыльев широтных структур, то в Куолоярвинском синклинории в толще основных вулканитов меридиональные структуры являются наиболее ранними.

Породы ниваярвинской и соваярвинской свит вместе очень напоминают хирвинаволокскую свиту не только общим строением разреза, направленностью смены пород, наличием жил микроклиновых гранитов и тел гипербазитов, степенью метаморфизма, но и такими специфическими особенностями, как тонкая полосчатость из чередования амфиболовых сланцев с кварцитами и карбонатными породами. Поэтому К. О. Кратц (1963) отнес их к образованиям сумия, а толщу основных вулканитов — к среднему протерозою. Данные о непрерывном переходе ятулийских кварцито-песчаниковых и карбонатно-сланцевых отложений Панаярвинского синклинория в породы предполагаемого сумия хорошо объясняют общее литологическое и формационное сходство этих серий отложений со средним протерозоем (Богданов, Воинов, 1962, 1966). Наличие постъятулийского метаморфизма средних ступеней, равно как секущих гранитов, не противоречит имеющимся в настоящее время данным.

Большое количество определений К-Ar методом свидетельствует, что интенсивные процессы метаморфизма в Северо-Карельской зоне проявились в интервале 1,7—1,9 млрд. лет; в эти же значения укладывается возраст синкинематической серии гранитов Хапаранда (1,9 млрд. лет) и позднекинематических лина-гранитов (1,7—1,8 млрд. лет). Серия определений возраста вулканических диабазов из ряда последовательных покровов среди ятулийской кварцито-песчаниковой толщи в районе г. Кусамо, на продолжении Панаярвинского синклинория, показала, что формирование ятулийской кварцито-песчаниковой толщи происходило в интервале 2,1—2,0 млрд. лет (Silvennoinen, 1972, а также доклад в Петрозаводске, октябрь 1974 г.).

Дискуссионным является отнесение ириногорской и хизоварской свит к нижнему протерозою. В настоящее время эти образования прослежены непрерывно в районе озер Нотозеро и Ковдозеро в глубь Беломорского массива и не исключено, что они окажутся связанными непрерывным переходом с верхней толщей беломорской серии. Не только геологические, но и радиологические данные свидетельствуют в пользу этого заключения. В 1975 г. А. И. Тугариновым и Е. В. Бибиковой по метаморфогенным цирконам из гранито-биотитовых гнейсов ириногорской свиты был получен возраст 2,8 млрд. лет изохронным U-Th-Pb методом, что указывает на ее досвекофенно-карельский возраст (см. также Тугаринов и др., 1974).

Восточно-Карельская зона

Разрезы в разных синклинориях Восточно-Карельской зоны очень сходны друг с другом и повсеместно распадаются на три части. Нижняя, сланцево-вулканогенная, часть объединяется под названием парандовской серии и относится к лопию, средняя, существенно вулканогенная, сложенная различными основными вулканитами и более молодыми кварцевыми порфирами, альбитофирами и кератофирами, известна как тунгудская серия и относится к сумию; наконец, верхняя, представленная терригенными кварцито-песчаниковыми толщами, является среднепротерозойской сариолийско-ятулийской. Дискуссионен вопрос о границе парандовской и тунгудской серий, так как в составе той и другой широко развиты основные вулканиты. Поэтому граница обычно проводилась по характеру метаморфизма. Порфиробластические амфиболиты относились к парандовской, а основные вулканиты с сохранившимися первичными текстурами — к тунгудской серии. Характер взаимоотношений среднепротерозойских образований с подстилающими породами устанавливается однозначно. Повсеместно они имеют в основании полимиктовые конгломераты с гранитной галькой или кору выветривания, которая захватывает

и конгломераты, и ложатся на разные породы основания от гранито-гнейсов до кварцевых порфиров, хотя наиболее широкие площади развития приурочены к центральным частям синклинориев (Робонен и др., 1974а).

Остановимся на строении восточного крыла Лехтинского (Шуезерского) синклинория, детально изученном в последние годы (Робонен, и др., 1974а). В основании разреза залегает толща слюдистых и полевошпат-кварцевых кварцитовидных или песчаниковидных сланцев. Они ассоциируют с афанитовыми лейкократовыми кварц-полевошпатовыми лептитами, по составу и реликтовым текстурам отвечающими кварцевым порфирам и альбитофирам. Породы этой толщи протягиваются на северо-восток в сторону Охтинского гранито-гнейсового купола, сложенного гнейсо-гранитами и мигматитами по породам беломорской серии, испытывают в этом направлении прогрессивное возрастание степени регионального метаморфизма и в конечном счете становятся неотличимыми от беломорских гнейсов, с которыми они полностью структурно согласованы.

Толща венчается горизонтом туфоконгломератов, туфопесчаников и туфов мощностью 100—120 м, обломочный материал в которых представлен подстилающими породами с редкими обломками амфиболитов. Вверх по разрезу происходит отчетливая смена конгломератов более сортированными и мелкообломочными породами.

Далее в разрезе залегает мощная (до 1 км) толща основных вулканитов, нижняя часть которых (в разном объеме) ранее относилась к парандовской серии, а верхняя к тунгудской. Толща подразделяется на четыре пачки; в нижней части разреза, главным образом в нижней пачке, наблюдается переслаивание амфиболовых пород, образующих пласты мощностью 1—30 м, с полевошпат-кварцевыми лептитовидными (1—8 м). Для верхней части разреза (четвертая пачка) свойственно заметное развитие вулканических брекчий и туфобрекчий. Породы толщи также уходят в глубь Беломорского массива, где неотличимы от пород хетоламбинской свиты.

Основные вулканиты перекрыты толщей кислых вулканитов с преобладающим развитием кварцевых порфиров, как вулканических, так и интрузивных, и пропластками туфов. Эта толща прослеживается почти непрерывно по всему синклинорию, является единым маркирующим горизонтом и в свою очередь перекрыта основными вулканитами. Возраст кварцевых порфиров, определенный Rb-Sr изохронным методом по породе в целом, равен 2,3 млрд. лет (Лобач-Жученко и др., 1972), тогда как возраст циркона из гранитов района Надвоиц, рвущих тунгудские диабазы, равен 2,7 млрд. лет (Е. В. Бибикова, А. И. Тугаринов, 1975 г.). Ксенолиты основных вулканитов известны и в чарнокитах Топозерского массива, возраст которых, как отмечалось, оценивается в 2,4—2,5 млрд. лет. Таким образом, осадочно-вулканогенные толщи парандовской и большей части тунгудской серий (исключая кварцитовые порфиры), рассматривавшиеся как нижнепротерозойские (карельские), оказываются досвекофенно-карельскими. Вполне вероятен их переход в породы беломорской серии, что неоднократно утверждалось рядом исследователей Восточно-Карельской зоны (Богданов, Воинов, 1968; Харитонов, 1966).

Рассмотренные образования несогласно перекрыты сариолийскими и ятулийскими конгломератами, аркозами и кварцито-песчаниками, слагающими ядро синклинория, где они переслаиваются с основными вулканитами и слагают ряд узких шовных синклиналей и грабен-синклиналей. Как и подстилающие породы, отложения среднего протерозоя подверглись амфиболизации с превращением их в конечном счете в метасоматические порфиробластические амфиболиты (Робонен, Коросов, 1974).

К юго-западному крылу Лехтинского синклинория примыкают осадочно-вулканогенные толщи района Идель— Кочкома — Надвоицы, в разрезе которых выделяются также две нижнепротерозойские серии: парандовская и тунгудско-надвоицкая, несогласно перекрытые конгломератами сариолия и кварцито-песчаниковыми толщами ятулия. В отличие от рас-

смотренного разреза восточного крыла синклинория породы парандовской серии, как и в типичном районе своего развития в южной части Центральной Карелии (зона Хаутоваара — Чалка), представляют собой андезит-дацитовую осадочно-вулканогенную формацию, к верхней части которой приурочены сланцевые горизонты и в том числе их сульфидоносные графитистые разности. Они согласно перекрыты мощной толщей основных и кислых вулканитов кератофиро-спилитового ряда, которые одни исследователи рассматривают как образование тунгудской серии, а другие включают в состав парандовской серии в качестве ее верхнего члена. Подобный же разрез сохраняется и в других частях Центральной Карелии (районы рудника Бергаул д. Койкары и т. п.), так что районы Хаутоваара — Чалка и Надвоицы — Идель оказываются непрерывно связанными между собой.

Если в восточном крыле Шуезерского синклинория доминируют северо-западные постъятулийские складчатые структуры, то по мере движения на юго-юго-запад все отчетливее проступают и сохраняются более древние направления. В районе Надвоиц уже заметно влияние северо-северо-восточных структур, деформированных северо-западными. Еще южнее, в районе д. Койкары, северо-восточные структуры являются доминирующими. В зоне Хаутоваара — Чалка устанавливается наиболее полная последовательность деформаций. Эта зона представляет собой субмеридиональную грабен-синклиналь длиной около 100 км с независимым от ее ограничений внутренним строением.

Наиболее древние складчатые структуры, субширотные или восток-северо-восточные, опрокинуты на север. Они повторно смяты в северо-северо-восточные складки, главная из которых имеет характер синформы и проходит вдоль осевой части грабен-синклинали. Очевидно, одновременно произошло формирование самой грабен-синклинали и габбро-перидотитовой формации. Наконец, следующая генерация структур является отчетливо наложенной и характеризуется складками и разломами западо-северо-западного направления. Таким образом, не только радиометрический возраст, формационный тип отложений, но и структурная эволюция в областях развития гимольской и парандовской серии оказываются однотипными и повторяют друг друга. Эти наблюдения важны для определения возрастных соотношений между соответствующими сериями, в районах Центральной и Восточной Карелии — для установления геологического возраста толщ основных вулканитов, перекрывающих сланцево-вулканогенные образования и относимых то к самостоятельной тунгудской серии, то к верхней части разреза парандовской серии. Геологические данные свидетельствуют, что одни из них, несомненно, испытали раннюю субмеридиональную или северо-восточную складчатость, тогда как другие формировались позже и для них складчатые деформации северо-западного и западо-северо-западного направления являются наиболее ранними. Исходя из этого, основные вулканиты района рудника Бергаул могут относиться к тунгудской серии, тогда как образования, смятые в более ранние северо-северо-восточные структуры, соответствуют офиолитовой формации Западной Карелии (см. выше).

Северо-Ладожская зона

Образования этой зоны карелид протягиваются от северного побережья Ладожского озера на северо-запад, окаймляя с юго-запада Фенно-Карельское поднятие и уходя на территорию Финляндии, где сливаются со свекофенскими и карельскими (калевийскими) толщами Южной Финляндии. Совместно они образуют Восточно-Финляндскую зону свекофенно-карелид. Несмотря на многочисленные исследования, возрастные отношения между отдельными толщами и комплексами пород, развитыми в Северо-Ладожской зоне, остаются крайне дискуссионными.

В настоящее время слагающие эту зону породы подразделяются на следующие пространственно разобщенные серии и комплексы.

1. **Комплекс гнейсо-гранитов основания,** обнажающихся в ядрах купольных структур с наиболее вероятным возрастом древнее 2,5 млрд. лет (Kouvo, 1968).

2. **Сортавальская серия,** залегающая на гнейсо-гранитах в обрамлении куполов, ранее вместе с вышележащей ладожской серией рассматривалась в составе единой ладожской формации (Eskola, 1925). Разрез серии начинается с маломощного (первые метры — десятки метров) горизонта кварцитов или карбонатных пород, сменяющихся мощной (до 2 км) толщей основных вулканитов толеитовой серии и затем сланцевой толщей мощностью в 200—500 м, сложенной известняками, графитистыми и слюдистыми сланцами с прослоями железистых кварцитов, амфиболовыми сланцами и параамфиболитами (Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Чернов и др., 1970; Гилярова, 1974; Предовский, Петров, 1964; и др.). Такой разрез сортавальская серия имеет в районе пос. Рускеала. К юго-востоку мощность серии сокращается и заметно меняется строение разреза. Однородная толща основных вулканитов расщепляется на несколько горизонтов, разделенных пачками известняков (Шуркин, 1958). Многочисленные тела амфиболитов дайковой серии, развитые в гранито-гнейсовых куполах, являются, по-видимому, возрастным аналогом основных вулканитов сортавальской серии. Они смяты в систему субмеридиональных, северо-северо-восточных изоклинальных складок несомненно доладожского возраста (Лобач-Жученко и др., 1974).

Подобные доладожские деформации в последнее время установлены и при изучении сортавальской серии в прибрежной части Ладожского озера (А. Н. Казаков, личное сообщене).

3. **Ялонварская серия** развита в виде узкой полосы на северо-востоке зоны вдоль контакта с гранито-гнейсовым Фенно-Карельским массивом. Породы серии всеми авторами рассматриваются как более древние, чем ятулийские карбонат-сланцево-кварцитовые толщи (онежской серии) оз. Янисъярви и сланцевые толщи ладожской серии, хотя непосредственные контакты с ними не установлены. Разрез серии состоит из вулканогенных пород, подразделяемых Л. Н. Потрубович (1956 г.) и С. И. Рыбаковым (1974 г.) на две формации. Нижняя формация — базальт-андезит-дацит-липаритовая — характеризуется сменой основных вулканитов и вулканических брекчий (до 1400 м) толщей кислых туфов, туффитов, хемогенных кварцитов с линзами и пластами колчеданных руд (700—800 м). Верхняя формация представлена шаровыми лавами, в том числе базальтового состава мощностью до 1000 м. Породы ялонварской серии имеют субмеридиональные простирания, резко отличные от западо-северо-западных структур ладожской серии и ятулийских образований. С другой стороны, по строению разреза ялонварская серия аналогична парандовской в ее типичном разрезе.

4. **Ладожская серия** занимает наибольшую площадь на рассматриваемой территории, а свойственные ей западо-северо-западные складчатые структуры доминируют в общем структурном плане. Породы серии несогласно залегают на подстилающих образованиях от гранито-гнейсов до верхних горизонтов сортавальской серии, имея в основании полимиктовые конгломераты, кварциты и песчаники. Почти весь разрез серии, подразделяемый на три толщи (Кратц, 1963), сложен флишоидными ритмично-слоистыми терригенными песчано-глинистыми отложениями общей мощностью до 3,5 км. Только в самой верхней части его (верхняя толща) появляются амфибол-кварцевые сланцы и параамфиболиты с косой и параллельной слоистостью, объединяемые в свиту леппялампи мощностью до 300 м. Они согласно перекрыты породами свиты илеля, которая представлена кварцитами, переслаивающимися в верхней части с тонкозернистыми слюдисто-кварцевыми сланцами.

Породы ладожской серии испытали зональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии, интенсивность которого прогрессивно нарастает по мере удаления от Фенно-Карельского поднятия (Судовиков и др., 1970). В целом Северо-Ладожская зона по данным тех же авторов может рассматриваться как испытавший инверсию антиклинорий. В его краевой части по границе с Фенно-Карельским поднятием располагается Янисъярвинский синклинорий, отделенный от внутреннего инверсионного поднятия и зоны ультраметаморфизма зоной гранито-гнейсовых куполов и затем зоной надвигов, накладывающихся на купола.

Выделяются три этапа становления тектонических структур (Судовиков и др., 1970; Этапы тектонического развития..., 1973). Ранние западо-северо-западные складчатые структуры по крайней мере двух генераций сменяются в целом меридиональными, затем северо-восточными. По направлению от внешней краевой зоны к внутреннему инверсионному поднятию увеличиваются интенсивность и масштаб деформаций поздних этапов, так что поздние северо-восточные структуры наиболее развиты в зоне ультраметаморфизма.

В целом наибольшее значение имеют деформации первого этапа, с которыми согласованы и границы метаморфических зон. Для них характерно развитие надвигов и опрокидывание осевых поверхностей складок с юга на север и общее пологое погружение шарниров на запад. По-видимому, с формированием этих структур связаны массивы габбро-диорит-плагиогранитной формации с возрастом гранитоидов примерно 1,9 млрд. лет (Судовиков и др., 1970; Лобач-Жученко и др., 1974). Данные о времени становления метаморфической зональности и мигматизации (1885±30 млн. лет) соответствуют этому времени (Лобач-Жученко и др., 1972). Более поздние плагиомикроклиновые граниты (~1860 млн. лет) структурно сопряжены с субмеридиональными разломами (Саранчина, 1966). Наконец, поздние микроклиновые граниты и пегматиты (1800±20 млн. лет) часто обнаруживают связь с северо-восточными структурами (Судовиков и др., 1970). Эти данные полностью соответствуют возрастным рубежам и характеру эволюции кислого магматизма, установленным в свекофеннидах Юго-Западной Финляндии и Швеции.

Возраст осадочных цирконов из ритмично-слоистых сланцев района Тампере, являющихся аналогом ладожской серии, равен 2,3 млрд. лет (Kouvo, 1964), тогда как Rb-Sr изохрона для гнейсо-гранитов Коккосельского купола, полученная И. М. Гороховым (Лобач-Жученко и др., 1974), дала близкий возраст 2230±120 млн. лет, скорее всего отвечающий времени последней доладожской структурной перестройки и, возможно, верхнему возрастному пределу (метаморфизму?) пород сортавальской серии. Таким образом, осадконакопление ладожской серии происходило между 1,9—2,3 млрд. лет.

5. **Онежская серия** развита вдоль оз. Мал. Янисъярви по границе с Фенно-Карельским массивом, образуя узкую грабен-синклиналь северо-западного направления с оборванным по разлому южным крылом и разбитую серией продольных нарушений, часто залеченных габбро-диабазами. Породы серии принадлежат к типичным сариолийским и ятулийским образованиям. Сохранившееся северное крыло синклинали полого залегает на гнейсо-гранитах. Разрез среднего протерозоя начинается с гранитных и полимиктовых конгломератов сариолия или с коры выветривания и кварцевых конгломератов основания ятулия. На толще кварцито-песчаников нижнего ятулия залегают сланцево-карбонатные отложения среднего и верхнего ятулия. Вверх по разрезу кремнистые и аргиллитовые сланцы постепенно сменяются углеродистыми. Общая мощность серии достигает 900 м (Кратц, Лазарев, 1961; Кратц, 1963; Соколов, 1958, 1960). В южном направлении падение пород прогрессивно увеличивается до 50—60°, однако в целом сохраняется простое синклинальное строение.

Возраст доятулийской коры выветривания по K-Ar методу близок к

2 млрд. лет (Полканов, Герлинг, 1961). Эта цифра подтверждается определениями возраста ятулийских пород в других районах Западной Карелии. Так, свинец-свинцовые датировки ятулийских образований восточного крыла Янгозерской мульды (Бибикова и др., 1964; Виноградов, Тугаринов, 1964; Тугаринов и др., 1976) дали значения в интервале 1800—1960 млн. лет, а пересчитанные О. А. Левченковым — 1780±65 (U-Pb изохрона) и 1765 млн. лет (Pb-Pb изохрона) (Лобач-Жученко и др., 1972, с. 127). Из тех же пород Сегозерской мульды и Елмозерской грабен-синклинали И. М. Гороховым были сделаны Rb-Sr определения, давшие значения в интервале 1850—2000±50 млн. лет (там же, с. 128). Таким образом, начало ятулийского осадконакопления в этих районах разными методами датируется не древнее 2000 млн. лет, тогда как для ладожской серии этот возрастной рубеж дает возраст конца осадконакопления.

До конца 50-х годов советские исследователи вслед за И. Седерхольмом (Sederholm, 1893, 1897) считали, что породы онежской серии моложе пород ладожской. Н. Г. Судовиков (1954) подчеркивал, что между ними имела место по крайней мере одна эпоха диастрофизма. В результате геологической съемки, проведенной Л. Н. Потрубович, возникла противоположная трактовка возрастных отношений, опирающаяся на интерпретацию контактовых взаимоотношений ятулия и ладожской серии и на выводы, полученные Х. Вяюрюненом при изучении смежных районов Финляндии (Väyrynen, 1933, 1954).

Поля развития онежской и ладожской серий разделены интрузией габбро-диабазов и узкой полосой карбонатных пород, кремнистых и углистых (графитистых) сланцев, на которые непосредственно и налегает ладожская серия, имея конгломераты или серые сливные кварциты в основании, содержащие гальку подстилающих пород. До исследований А. Н. Потрубович эти породы рассматривались как образования сортавальской серии, выступающие в ядре антиклинальной складки, северное крыло которой почти полностью уничтожено по разлому и лишь местами сохраняются базальные образования ладожской серии (Демидов, Соколов, 1958, 1960; Кратц, 1963). Эти карбонатно-сланцевые породы Л. Н. Потрубович и затем Л. Я. Харитонов (1959) отнесли к верхнему ятулию, хотя они практически непрерывно прослеживаются на юго-восток вдоль оз. Мал. Янисъярви и продолжаются в сортавальских породах ядра Соанлахтинской антиклинали на восточном берегу оз. Бол. Янисъярви, далеко за пределами ятулийской мульды. Результатом корреляции верхней части разреза сортавальской серии с верхним ятулием явилось отнесение всего ее разреза к среднему протерозою. В дальнейшем эта трактовка все больше распространялась и некоторые исследователи (А. И. Кайряк, В. З. Негруца) стали коррелировать породы ладожской серии с образованиями бесовецкой (Кайряк, 1963, 1973), залегающей на суйсарских вулканитах и подстилающей кварцито-песчаниковые толщи иотния Западного Прионежья, хотя структурно-метаморфическая эволюция этих образований совершенно несопоставима, что справедливо было подчеркнуто А. М. Гиляровой (1974).

Одним из аргументов в пользу ятулийского возраста сортавальской серии выдвигается общая близость состава пород: наличие доломитов и известняков, кремнистых и углистых сланцев. Однако по строению разреза, направленности смены пород, их структурно-метаморфической характеристике сортавальская серия имеет значительно большее сходство с гимольской серией. Различие заключается только в относительной роли отдельных типов пород и, в частности, развитии карбонатных пород и угнетенности кремнисто-железистых фаций в сортавальской серии. В еще большей мере породы сортавальской серии аналогичны породам района Оутокумпу в Финляндии, северо-восточные структуры которых срезаны северо-западными калевийскими, т. е. ладожско-ятулийскими структурами (Väyrynen, 1939). Наконец, данные абсолютного возраста позволяют

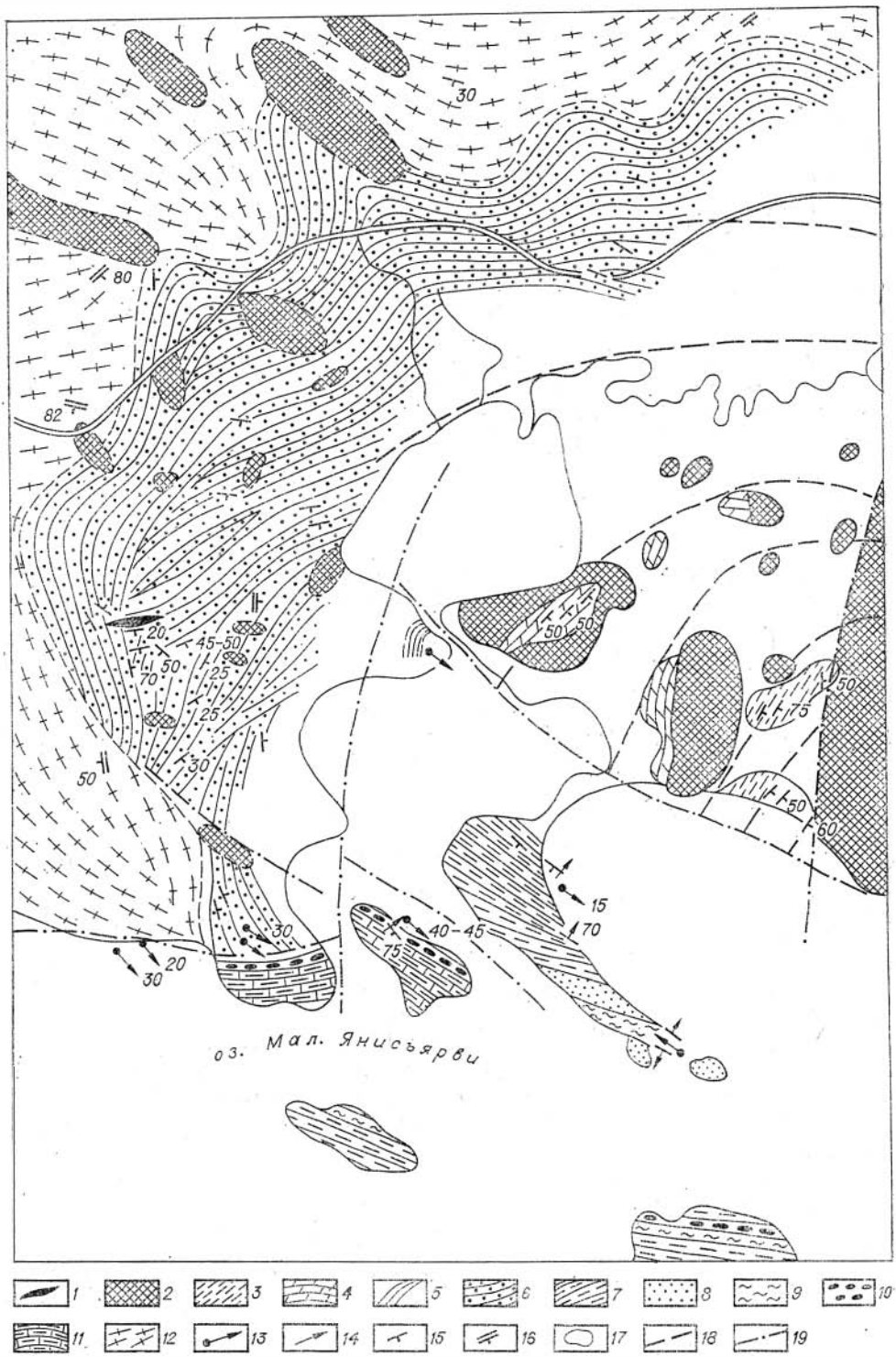


Рис. 3. Геологическое строение западного окончания наложенной мульды оз. Мал. Янисъярви. По данным Н. Ф. Демидова, В. А. Соколова, Ю. И. Садука и Л. Н. Потрубович (Кратц, 1963).

Средний протерозой (ятулий): *1* — жила альбитита; *2* — метадиабазы; *3* — кварцево-серицитовые сланцы с прослоями доломитов; *4* — тонкозернистые доломиты с прослоями сланцев; *5* — крупнозернистые доломиты, песчаники и сланцы; *6* — кварциты и кварцито-песчаники. Нижний протерозой: *7* — тонкое ритмичное переслаивание кварцитов и филлитовидных сланцев; *8* — сливные кварциты; *9* — ритмичное переслаивание кварцитов и слюдистых сланцев; *10* — кварциты с прослоями кварцевых конгломератов; *11* — карбонатные породы и сланцы. Архей: *12* — гнейсо-граниты. Структурные элементы: *13* — погружение осей мелких складок; *14* — направление кровли ритмов; *15* — слоистость; *16* — гнейсовидность; *17* — контуры выходов коренных пород; *18* — линии предполагаемого простирания слоев; *19* — тектонические нарушения.

оценивать время ее формирования между 2,8—2,3 млрд. лет, что также далеко выходит за возможные ятулийские рамки. К сказанному остается добавить, что в конгломератах основания ладожской серии вдоль северо-восточного контакта Рускеальского выступа обнаружены обломки скарнированных карбонатных пород сортавальской серии (Чернов и др., 1970), что свидетельствует об эпохе доладожского среднетемпературного метаморфизма и расходится с данными о характере и возрасте (1700—1800 млн. лет) метаморфизма ятулийских пород. Таким образом, отнесение сортавальской серии к ятулию следует признать ошибочным.

Возвращаясь к непосредственным отношениям пород ладожской и онежской серии, можно отметить, что к габбро-диабазам примыкают как базальные образования ладожской серии северного крыла антиклинали, и здесь ладожская серия может интерпретироваться в качестве подъятулийской (рис. 3), так и базальные образования южного крыла, где создается впечатление нормального стратиграфического налегания ладожской серии на ятулий. Следовательно, вопрос заключается в том, действительно ли вдоль оз. Мал. Янисъярви протягивается антиклинальная складка, в ядре которой обнажаются сортавальские породы. Имеющиеся данные позволяют как ту, так и иную интерпретацию. Даже при условии существования такой антиклинали и наличии обрывков ее северного крыла вывод о доятулийском возрасте ладожской серии не вполне обоснован. Равным образом не обосновано и заключение о нормальном стратиграфическом налегании ладожских пород на ятулийские. Аналогичная обстановка существует в пограничном районе оз. Тохмаярви в Финляндии (Nykänen, 1968, 1971a, b). Здесь обнажены сариолийские конгломераты (100 м) и ятулийские кайнуу-кварциты мощностью 200—400 м. Они залегают на гнейсо-гранитах фундамента и сменяются метадиабазами и габбро-диабазами (200—300 м), вслед за которыми следуют верхние серые сливные кварциты (ортокварциты) или карбонатно-сланцевые породы, относимые к морскому ятулию, далее сменяемые флишоидными ладожскими сланцами (калевием).

Анализ данных О. Никянена (Nykänen, 1971b) показывает, что, несмотря на вывод о нормальной стратиграфической смене пород с севера на юг, здесь контактируют две различно метаморфизованные толщи. Если кайнуу-кварциты — типично ятулийские породы, то морской ятулий представлен породами, столь же типичными для сортавальской серии. Об этом свидетельствует наличие метаморфических амфиболов, отсутствующих в настоящих ятулийских породах. Верхние ортокварциты также содержат метаморфический амфибол и полностью тождественны базальным кварцитам ладожской серии. Калевийские (ладожские) сланцы смяты в линейные складки. В ядре южнее расположенной антиклинали Тохмаярви-Пихясельская также обнажаются породы морского ятулия, которые являются непосредственным продолжением пород сортавальской серии рускеальского выступа точно так же, как морской ятулий приконтактовой зоны является продолжением сортавальских пород района оз. Мал. Янисъярви.

Таким образом, в обоих районах с достоверностью устанавливается лишь более молодой возраст ладожской серии относительно сортавальской, но отнюдь не ятулийский возраст последней и не возрастные отношения ладожских пород с ятулийскими. В обоих районах видны заметные различия в степени метаморфизма, стиле деформации и изотопных датировках между сортавальскими и ладожскими породами, с одной стороны, и ятулийскими, с другой. В интервале 1800—1900 млн. лет ладожские сланцы были погружены в зону ультраметаморфизма и гранитообразования и испытали наложенный метаморфизм и деформацию, тогда как ятулийские породы в это время испытывали лишь слабый метаморфизм и преимущественно хрупкие деформации в близповерхностных условиях, существовавших непосредственно вслед за осадконакоплением.

Сортавальские и ладожские породы из районов Северного Приладожья непосредственно продолжаются на территорию Финляндии, в сланцевую область Саво (Вяюрюнен, 1959), где они, будучи метаморфизованы в условиях среднетемпературного метаморфизма, относятся к карелидам и описываются под названием морского ятулия и калевия соответственно. В то же время высокометаморфизованные (изограда силлиманита) и мигматизированные сортавальско-ладожские породы западной части Северного Приладожья на территории Финляндии включаются в состав единой осадочно-вулканогенной свионийской лептит-кинцигитовой, или феннонийской осадочной, серии (Вяюрюнен, 1959), относимой к свекофеннидам. Основные этапы складчатости, метаморфизма, становления гранитоидов сравниваемых отложений синхронны, и общее строение разрезов в различных участках свекофеннид Юго-Западной и Южной Финляндии идентично со сводным разрезом сортавальско-ладожских образований.

Заканчивая обзор ранних карелид, остановимся вкратце на общих особенностях тектонических структур селецкой фазы складчатости (Лазарев, 1973; Этапы тектонического развития..., 1973). Их наиболее яркая черта — выдержанное северо-западное или западо-северо-западное направление с пологим погружением тектонических осей и развитием син- и позднескладчатых нарушений надвигового типа. Эти особенности резко отличают селецкие структуры от ребольских. Другая особенность — развитие не испытавших инверсию синклинальных прогибов (за исключением внутренних зон Северо-Ладожского прогиба). Они сохраняют свой характер и в среднем протерозое, о чем свидетельствует приуроченность к их центральным частям мощных толщ среднего протерозоя от сариолия до суйсария включительно. Региональный структурный план селецких структур отчетливо прослеживается и в докарельском основании, в частности на Фенно-Карельском массиве и в краевых частях Беломорского массива. К мощным зонам структурной переработки, рассекающим породы основания, приурочены основные и ультраосновные породы, а также многочисленные тела, как правило, существенно микроклиновых гранитов и зоны мигматизации с возрастом 2,3—2,1 млрд. лет. В этих же зонах развиты тела пегматитов со сподуменом и бериллом (с возрастом около 1,8 млрд. лет), являющихся наиболее поздними продуктами магматической деятельности. Структуры северо-западного простирания сменяются субмеридиональными, к которым приурочена формация мусковитовых пегматитов Беломорского массива с возрастом около 1,9 млрд. лет. Для этой генерации характерна приуроченность к ней цепочек грабен-синклинальных прогибов среднего протерозоя, образующих протяженные пояса в Западной и Центральной Карелии. Последовательность формирования структур, их особенности, возраст образования отдельных типов гранитоидов и другие черты оказываются одинаковыми для всей территории Карелии, и это обстоятельство приобретает главное значение для оценки возрастных отношений свекофеннид и карелид вообще и ладожских и ятулийских образований в частности.

Поздние карелиды

Литологии и стратиграфии среднего протерозоя посвящена обширная литература. Кроме упоминавшихся выше работ особенно следует отметить последние монографические сводки (Соколов и др., 1970; Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии, 1972), в которых не только подведены итоги многолетних исследований, но и дан обзор существующих проблем, в особенности касающихся установления верхней и нижней границ этого подразделения.

Средний протерозой начинается конгломерато-аркозовой толщей сариолия (Кратц, 1958), залегающей в основании практически всех извест-

ных ятулийских прогибов и имеющей мощность от первых десятков до 200—300 м. В районах, где сариолийские породы непосредственно налегают на вулканиты тунгудской серии, между ними существует гораздо бо́льшая структурная общность, подчеркнутая переслаиванием и постепенным переходом, чем между сариолием и ятулием, повсеместно отделенным от всех нижележащих образований, которые он несогласно перекрывает, корой химического выветривания в основании. Таким образом, возник вопрос о проведении нижней границы среднего протерозоя для Центральной и Южной Карелии.

Разрезы собственно ятулийских образований подразделяются на два главных литолого-фациальных типа, известных под названием сегозерской и онежской серий. Л. Я. Харитонов (1938, 1941, 1949) считал их последовательно отложившимися и настаивал на наличии между ними перерыва. Многолетние исследования, проведенные главным образом О. А. Рийконен (1961) и В. А. Соколовым (1958, 1960, 1963, 1970), показали, что в действительности обе серии синхронны и их разрезы связаны между собой постепенными переходами. Обе серии — существенно терригенная кварцито-песчаниковая сегозерская, сланцево-карбонатно-терригенная онежская — подразделяются на три трансгрессивно-регрессивных цикла; в конце каждого цикла происходило излияние основных лав и каждому последующему циклу предшествовал перерыв в осадконакоплении.

По простиранию ятулийских структур с северо-запада на юго-восток происходит постепенная смена терригенных континентальных фаций морскими. Карбонатонакопление постепенно захватывает не только весь средний, но и верхний ятулий.

В наиболее северных ятулийских прогибах Западной и Центральной Карелии почти весь разрез мощностью 1,5—2,0 км представлен различными кварцито-песчаниками и кварцитами нижнего и среднего ятулия, не отделенными друг от друга основными вулканитами (Мотко-Воломская, Тикшозерская, Чирко-Кемская грабен-синклинали). Только среди верхнеятулийских пород локально развиты сланцево-карбонатные породы (Чирко-Кемская грабен-синклиналь; Янгозерская мульда).

В крайних юго-восточных прогибах (Янисъярвская, Туломозерская и Онежская мульды) широко развиты известняки и доломиты. Так, в Туломозерской мульде общая мощность ятулия составляет около 500 м; мощность нижних кварцито-песчаников, относимых к нижнему ятулию, всего 20—25 м против 200—250 м в Суоярвской мульде, расположенной севернее в этом же поясе, и 500—600 м в Янгозерской мульде. Средний ятулий Туломозерской мульды мощностью 400—450 м представлен чередованием пластов доломитов и известняков с прослоями глинистых и хлорито-серицитовых сланцев. Только в верхней его части проявляются прослои гравелитов и кварцито-песчаников с гематитовыми линзами, чередующиеся с железистыми доломитами и глинисто-карбонатными сланцами. Верхний ятулий (100—150 м) характеризуется тонким чередованием вначале тальк-хлоритовых и карбонатно-слюдистых сланцев с известняками, а затем хлорит-серицит-кварцевых (с углистым веществом) сланцев с доломитами и известняками. Разрез венчается черными (шунгитовыми) сланцами. В разрезах ятулия Онежской и Янисъярвской мульд происходит смена кварцито-песчаников карбонатными породами и затем пестроцветными глинисто-кремнистыми сланцами, переслаивающимися с известняками и доломитами. К границе двух последних толщ приурочены гематитовые песчаники и руды, а к кровле разреза — углеродистые (шунгитовые) сланцы, черные доломиты и известняки, мощность которых наиболее значительна в Онежской мульде.

Литолого-фациальный анализ осадконакопления в районах развития онежской серии (Соколов, 1959, 1960) показал конседиментационный характер ятулийских прогибов и присущей им брахиформной складчатости.

Особенности распределения фаций внутри отдельных прогибов согласованы с их контурами. Эти же данные свидетельствуют о первоначальном отсутствии сплошного ятулийского покрова и примерном совпадении современных контуров ятулийских структур, если их границы не модифицированы разломами, с контурами бассейнов осадконакопления.

Ятулийские прогибы Западной и Центральной Карелии отчетливо группируются в несколько поясов. Западный пояс протягивается от оз. Мал. Янисъярви на север в виде цепочки мелких останцов ятулийских пород (Кратц и др., 1969) на Лубосалминскую грабен-синклиналь и далее через Воломо-Пенингскую грабен-синклиналь на Тикшозерский грабен к северо-востоку от пос. Муезерский. Центральный пояс начинается наложенной мульдой Туломозера и через Суоярвскую мульду цепочкой мелких грабен-синклиналей проходит через Янгозерскую мульду, от которой ятулийские породы непрерывно через оз. Маслозеро протягиваются до оз. Уносозеро. Восточный пояс является наиболее протяженным и почти непрерывным. От северного побережья Онежского озера он протягивается через оз. Сегозеро на центральную часть оз. Среднее Куйто и далее на северо-запад от пос. Калевала примерно на 70 км. Пояса ятулийских прогибов повторяют и наследуют общие направления раннеселецких структур в доятулийском фундаменте. Постседиментационная складчатость сопровождалась региональным метаморфизмом; в Западной и Центральной Карелии он не поднимался выше альбит-хлорит-эпидотовой субфации зеленосланцевой фации; лишь в Северной и Восточной Карелии, где складчатость наиболее интенсивна, в отдельных зонах метаморфизм достигал верхних ступеней эпидот-амфиболитовой фации, характеризуясь развитием порфиробласт актинолита и роговой обманки в ассоциации со ставролитом (Робонен и др., 1974а, б).

Разломы подчеркнуты роями даек габбро-диабазов и в фундаменте обычно выражаются зонами катаклаза и милонитизации. Разломы повсеместно представлены крупными взбросами, как правило, с приподнятым северо-восточным крылом и падением плоскостей сместителей на северо-восток. Аналогично северо-восточные крылья широких синклиналей, разделенных гребневидными и коробчатыми антиклиналями, обычно более крутые и даже опрокинутые, тогда как юго-западные крылья пологие с углом падения 10—20° (Этапы тектонического развития..., 1973).

Морфологически ятулийские структуры представлены двумя основными типами: широкими изометричными, в целом пологосмятыми мульдами и узкими линейными, обычно сильно дислоцированными, шовными и приразломными синклиналями, а нередко моноклиналями. Оба типа связаны между собой переходными формами (Кратц, Лазарев, 1961). Приразломные синклинали и грабен-синклинали оказываются приуроченными к разломам доятулийского заложения, омоложенным в постъятулийское время. Их геологический возраст определяется обычно как селецкий. Разломы северо-западного и субширотного направлений следуют раннеселецким направлениям (Восточная Карелия, Восточный пояс Западной Карелии), тогда как меридиональные и северо-северо-восточные разломы (Западная Карелия) отвечают позднеребольским структурам, омоложенным позднеселецкими движениями (Лазарев, 1973). Пространственное распределение мульд и мульдообразных грабен-синклиналей (Янисъярвская, Лубосалминская, Мотко-Воломская, Янгозерская, Суоярвская и Туломозерская) подчинено участкам пересечения раннеселецких северо-западных зон с зонами наиболее интенсивных меридиональных деформаций.

Характер структурного плана конседиментационной складчатости позволяет датировать ятулийское осадконакопление как позднеселецкое, сопряженное с формированием субмеридиональных структур. Эти данные позволяют заключить, что ладожская серия не может быть моложе ятулия.

Более молодые суйсарские образования развиты локально в юго-западной и центральной частях Онежской мульды. С ними коррелируются

толщи основных вулканитов и гипербазитов центральной части Куолоярвинского синклинория в Северной Карелии и аналогичные породы серии Ветряного пояса. Породы верхней части шунгитсодержащей карбонатно-сланцевой толщи верхнего ятулия Онежской мульды в разных ее частях имеют разный разрез. В юго-западной части мульды они характеризуются обилием потоков шаровых лав, плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов, переслаивающихся с разнообразными туфами, туффитами и шунгитсодержащими сланцами: к северу и северо-востоку основные эффузивы выклиниваются. Таким образом, в юго-западной части мульды, где локализованы собственно суйсарские основные вулканиты, пикриты, туфы и туффиты, они оказываются связанными с верхнеятулийскими породами, хотя в основании суйсария наблюдается небольшой размыв, фиксируемый туфопесчаниками и туфоконгломератами. Общая мощность суйсария составляет около 500 м; отдельные разрезы характеризуются сильной изменчивостью состава и мощностей пород, представленных как прижерловыми, так и потоковыми фациями, а также пирокластами, туфами и нормально-осадочными породами.

На суйсарских вулканогенных образованиях в целом согласно, но с размывом и местами с корой выветривания, залегает мощная (до 1 км) ритмично-слоистая толща аргиллитов и песчаников. А. И. Кайряк (1963) выделил ее в бесовецкую серию, включающую падосскую (нижнюю) и шуйскую свиты (Галдобина, Михайлюк, 1966, 1971). В настоящее время неясно, залегают иотнийские песчаники и кварциты западного Прионежья на бесовецкой серии в целом или только на ее падосской свите.

Осадконакопление в поздних карелидах сопровождалось интенсивным основным вулканизмом. Толеитовые базальты сменились породами габбро-перидотитовой пикрито-базальтовой формации суйсарского возраста, а затем вновь долеритами траппового типа во время накопления вепсской (иотнийской) терригенной континентальной толщи. К ятулийскому или непосредственно предъятулийскому времени относится первое появление интрузий габбро-щелочной формации (массив Елеть-озеро); постъятулийский магматизм характеризуется образованием формации гранитов рапакиви (1600—1700 млн. лет), которым, очевидно, предшествуют микроклиновые граниты Северного Приладожья (1700—1800 млн. лет). Все эти магматические комплексы имеют аналоги в кольской зоне карелид.

По типу осадков, характеру конседиментационного магматизма и стилю тектонических структур образования среднего протерозоя и в особенности ятулия отвечают этапу развития молодой платформы. Постъятулийская регенерация имеет возраст 1,7—1,8 млрд. лет.

Кольская зона карелид

Карельские образования, стратиграфически коррелируемые с сумийскими, сариолийскими, ятулийскими и суйсарскими породами Карелии, в Кольской зоне карелид локализованы в Кейвском грабен-синклинории, Имандра-Варзугском и Печенгском приразломных синклинориях, а также в грабенообразной структуре восточного побережья Кольского полуострова, приуроченной к нижнему течению рек Поной, Качковка и Снежница и располагающейся на продолжении Кейвского и частью Имандра-Варзугского синклинориев (см. приложение и рис. 1).

Все они подчинены западо-северо-западному структурному плану. Даже наиболее древние из них характеризуются сравнительно небольшой степенью деформации, лишь местами доходящей до образования изоклинальных складок, и метаморфизмом, как правило отвечающим условиям зеленосланцевой фации. Исключение составляют лишь сланцы Кейвского синклинория, где кианит-силлиманитовая ассоциация, по-видимому, тесно связана с движениями по Кейвско-Поросозерской надвиговой зоне. В это же

время, т. е. примерно на рубеже 1,9 млрд. лет, метаморфизм высоких давлений происходил вдоль надвиговой зоны по южной границе гранулитового пояса (см. выше).

При общности структурного плана карельские образования подразделяются на ряд осадочно-вулканогенных серий, отделенных перерывами и несогласиями друг от друга. Наиболее древние из них известны в Кейвском синклинории, где они представлены тремя толщами (свитами) (Мирская, 1975; Бекасова и др., 1975).

В основании с угловым и азимутальным несогласием на различных горизонтах лебяжинской и понойской толщ залегает толща Малых Кейв (от 100 до 300—400 м). Она сложена фациально невыдержанными полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, а также двуслюдяными и мусковитовыми сланцами и местами кварцитами (Мирская, 1975).

Выше без заметного несогласия следует кейвская сланцевая толща (600 м), подробно изученная И. В. Бельковым (1963). В разрезе толщи выделяются снизу вверх следующие пять пачек: А — ставролит-гранатовые сланцы; Б — широко известные кианитовые сланцы Кейв; В — кварциты; Г — кианит-ставролитовые сланцы; Д — мусковит-кварцевые сланцы. Для глиноземистых сланцев с гранатом, ставролитом и кианитом характерно присутствие тонкодисперсного углистого вещества и сингенетичной сульфидной вкрапленности. Пачка Д, содержащая кварцевые гравелиты, отражает регрессивную стадию седиментации.

Различные стратиграфические горизонты толщи перекрываются песцовотундровской толщей. Она приурочена к участкам погружения шарниров субширотных синклинальных складок кейвской толщи. В нижней части она сложена аркозовыми песчаниками, алевролитами, доломитами и кварцитами, в том числе гематитовыми; в верхней части диабазовыми порфиритами и мандельштейнами. Общая сохранившаяся мощность пород толщи не превышает 400 м. По строению и набору пород она очень сходна с ятулийскими образованиями (Харитонов, 1966).

В гряде Малых Кейв на коре выветривания плагиомикроклиновых гранитов и на различных горизонтах песцовотундровской толщи с несогласием залегают базальные образования романовской серии, представляющей собой нижнюю часть карельской последовательности в синклинории Имандра-Варзуга. Эти образования выделяются в особую подсвиту (Бекасова и др., 1972) мощностью до 80 м, сложенную серицитовыми песчаниками, переходящими вверх по разрезу в кварцевые гравелиты с линзами кварцевых конгломератов, а затем в полимиктовые галечно-валунные конгломераты с прослоями слюдистых сланцев и кварцитов. Конгломераты содержат гальку подстилающих пород: гранитов, кейвских сланцев, песчаников, гравелитов и кварца с цементом из двуслюдяных сланцев или гранат-ставролит-двуслюдяных сланцев. Осадочные породы перекрываются мощной (до 2000—2300 м) толщей основных вулканитов из многократно чередующихся потоков и покровов афанитовых диабазов, диабазовых порфиритов, мандельштейнов, агломератов и туфов, среди которых включены маломощные горизонты аркозовых песчаников.

Более молодая стрельнинская серия (до 5000 м) подразделяется на нижнюю рижгубскую и верхнюю сейдореченскую свиты (Загородный и др., 1972а, б). Она согласно, хотя и после перерыва, перекрывает породы романовской серии, но в основном развита западнее ее, что, по-видимому, обусловлено общим смещением бассейна седиментации (Проблемы геологии докембрия..., 1976). В основании рижгубской свиты (1800 м) залегают полимиктовые конгломераты с окатанной галькой биотитовых сланцев, гнейсо-гранитов и гранитов. Цемент состоит из песчанистого доломита, карбонатного сланца и доломита (Бекасова и др., 1972). Конгломераты сменяются гравелитами и аркозами. Осадочные породы (до 600 м) перекрыты толщей основных вулканитов (до 1200 м).

Разрез сейдореченской свиты (более 3000 м) начинается с горизонта псаммитов, сменяющихся пелитовыми, алевролитовыми и карбонатными сланцами, а затем фациально выдержанной кварцитовой толщей. Мощность осадочных пород достигает 600 м и они перекрыты мощной (более 2500 м) толщей основных вулканитов, наряду с которыми присутствуют средние и кислые разности.

С отложениями романовской и стрельнинской серий коррелируется осадочно-вулканогенный комплекс восточного побережья Кольского полуострова, развитый в нижнем течении рек Поной, Кочковка и Снежница (Полканов, 1936). Комплекс имеет трехчленное строение (Мирская, 1971), его наибольшая часть соответствует стрельнинской серии (Загородный и др., 1972а, б).

Все эти образования коррелируются с сумийскими породами Карелии. Ранее они либо включались в состав тундровой серии (часть ее образований сейчас сопоставляется с досвекофенно-карельской кольской серией), либо относились к среднему протерозою (стрельнинская и частью романовская серии).

Особо следует остановиться на метаморфических толщах, развитых в северо-западной части Кольской зоны и в особенности примыкающих с юга к среднепротерозойским образованиям Печенгского синклинория, от которых они отделены зоной Порьиташского разлома.

При исследованиях в 30—40-х годах здесь было установлено широкое развитие вулканогенных пород основного состава, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, но более молодых, чем гнейсы кольской серии. Сильно метаморфизованные деформированные и прорванные рядом интрузий от ультраосновных до гранитных, они резко отличаются от развитых севернее осадочно-вулканогенных толщ Печенги.

Этот комплекс пород протягивается в широтном направлении через цепь возвышенностей (тундр) Подвид, Кеулик, Толпьвыд, Кингерем и др., в связи с чем получил название тундровой свиты, явившейся прототипом тундровой серии всех последующих стратиграфических схем. Уже в схеме А. А. Полканова (1936, 1939) с тундровой свитой коррелировались породы комплекса поной-качковка-снежиица и свиты полмос-порос.

Сопоставление тундрового комплекса сланцеватых амфиболитов со свитой полмос-порос подтверждало присутствие в нем джеспилитов и магнетитовых кварцитов. Комплекс пород района Толпьвыд-Кеулик коррелируется с полмостундровской и воронье-тундровской свитами зоны Поросозеро — Воронье, т. е. с верхней частью досвекофенно-карельского (лопского) комплекса.

К северу при приближении к Порьиташскому разлому сланцеватые амфиболиты сменяются разнообразными слабометаморфизованными слюдисто-кварцевыми сланцами, филлитами, песчаниками, туфоконгломератами, которые, в свою очередь, сменяются метадиабазами. Эти породы слагают линейную субширотную Пороярвинскую зону, и их стратиграфическое положение остается крайне дискуссионным. Строение Пороярвинской зоны интерпретируется различно: как синклиналь (Загородный и др., 1964; Поляк, 1968), антиклиналь (Гилярова, 1974) или моноклиналь, и в зависимости от этого одни исследователи коррелируют указанные сланцы с разными горизонтами печенгской серии среднего протерозоя, находя здесь остатки южного сорванного крыла Печенгского синклинория (Загородный и др., 1964; Харитонов, 1966). Другие (Гилярова, 1974; Поляк, 1968) считают эти породы верхним членом тундровой серии, выделяя их в особую пороярвинскую свиту. В этой связи следует отметить, что породы пороярвинской свиты залегают согласно со сланцеватыми амфиболитами Толпьвыд-Кеулик. Имея в целом субширотное простирание и южное падение (40—80°), они осложнены сжатыми наложенными субмеридиональными складками, полого погружающимися на север, и осевыми поверхностями, слегка опрокинутыми на восток (Перевозчикова, Поляк, 1974; Поляк,

1967). Подобные же складки осложняют строение толщи сланцевых амфиболитов и гнейсов кольской серии. В частности, одна из таких синклиналей представляет собой рудоконтролирующую структуру Аллареченского месторождения.

Однако эти структуры не проявляются в осадочно-вулканогенной толще среднего протерозоя, которая разбита лишь субмеридиональными расколами взбросового типа.

Все указанные образования в целом коррелируются с породами сумия в Карелии (Проблемы геологии докембрия..., 1976). Они содержат массивы пород гипербазитовой, габбро-норит-перидотитовой (Панский и Федоровский массивы) и габбро-щелочной (Гремяха — Вырмес) формаций, а также пересечены щелочными и нормальными плагиомикроклиновыми и микроклиновыми гранитами, чарнокитовыми и порфировидными гранитами, лейкократовыми гранитами, граносиенитами и аляскитами (Батиева, Бельков, 1968; Ветрин, 1968; Виноградов, 1968; Геология СССР, т. XXVII, 1958; Елисеев и др., 1961; Левковский, 1970; Проскуряков, 1967; Симон, 1963). Массивы габбро-щелочной формации, по-видимому, являются наиболее древними, тогда как массивы гипербазитов, скорее всего, отвечают концу среднего протерозоя. Щелочные граниты Кольского полуострова, занимающие огромные площади в западном и южном обрамлении Кейвского синклинория, несомненно, моложе дифференцированных интрузий габбро-норит-перидотитовой формации (Панский массив), их возраст оценивается в 2 млрд. лет (Ветрин, 1970; Лобач-Жученко и др., 1974). Возраст других гранитов колеблется от 1,9 до 1,7 млрд. лет, причем моложе всех порфировидные рапакивиподобные ара-граниты, образующие ряд массивов центрального типа (Левковский, 1970) в северо-западной части Кольского полуострова. Они приурочены к северо-северо-восточной зоне разломов (Юоввойско-Урагубский разлом) и одновозрастны с гранитами рапакиви Восточно-Финляндской зоны и посторогенными порфировидными разностями хетта-гранитов финской Лапландии, также приуроченными к северо-северо-восточной зоне разломов Инари-Киркенес.

Метаморфические комплексы, коррелируемые со среднепротерозойскими образованиями Карелии в кольской зоне карелид, развиты в Печенгском синклинории и в центральной и западной части синклинория Имандра-Варзуга, где они слагают Панареченскую синклиналь (Загородный и др., 1972а; Бекасова и др., 1974).

Систематические исследования печенгской серии были начаты работами Х. Хаузена (Hausen, 1926), сопоставившего осадочно-вулканогенные толщи Печенги с палеозойскими свитами полуостровов Рыбачьего и Кильдина. В дальнейшем К. Вегман (Wegmann, 1929) и Х. Вяюрюнен (Väyrynen, 1938) развили представление о сложном тектоническом строении Печенгских тундр, выделив серию тектонических чешуй, надвинутых друг на друга при общем движении масс на север в ходе карельской складчатости. Изучение Печенгского синклинория, проведенное в 50-х годах большим коллективом геологов, позволило Н. А. Курылевой и Л. Я. Харитонову (Геология СССР, т. XXVII, 1958) дать его детальную характеристику. Выделенные ими четыре метаосадочно-вулканогенные толщи с характерной сменой осадочных пород вулканическими в разрезе каждой из толщ сохраняются во всех последующих схемах стратиграфии печенгской серии, хотя фигурируют под разными названиями (Гилярова, 1967, 1974; Елисеев и др., 1961; Жданов, 1964; Загородный, 1962; Поляк, 1968; Харитонов, 1966). Однако на основании ошибочного определения возраста по остаткам водорослевых онколитов и строматолитов породы печенгской серии были отнесены к нижнему палеозою (предположительно к ордовику). Н. А. Курылева и Л. Я. Харитонов дали также подробное описание разреза Пороярвинской зоны. Разнообразные филлитовидные сланцы его нижней части разреза (альбит-хлоритовые, карбонатно-слюдистые, кремнистые, графитистые) вслед за Хаузеном они коррелируют со сланцами ниж-

ней части четвертой (продуктивной) осадочно-вулканогенной толщи северного крыла Печенгского синклинория.

При последующих работах (Загородный и др., 1972а, б; Проблемы геологии докембрия..., 1976) последовательно пластующиеся осадочно-вулканогенные толщи печенгской серии среднего протерозоя получили названия ахмалахтинской, куэтсъярвинской, колосйокской и пильгуярвинской свит. Наиболее значительный перерыв и небольшое несогласие отмечаются между второй и третьей свитами. Несогласие подчеркивается заметным различием состава вулканических пород. В верхней части куэтсъярвинской свиты присутствуют не только средние, но и кислые эффузивы и туфы; колосйокская свита начинается с базальтоидных шаровых лав; в дальнейшем отчетливо проявляется антидромная тенденция в эволюции магматизма с появлением среди вулканитов пильгуярвинской свиты пикритов и их туфов, ассоциирующих с хорошо сортированными осадками, алевролитами, пелитами с большим содержанием углеродистого вещества и прослоями черных углистых пелитов.

В центральной части Печенгского синклинория Н. А. Курылева и Л. Я. Харитонов (Геология СССР, т. XXVII, 1958) выделили локально развитую на тундре Порьиташ пятую осадочно-вулканогенную толщу, среди которой они отмечают маломощные пласты туфосланцев и углистых филлитов, которые перекрыты или включены среди толщи плагиопорфиритов (Загородный и др., 1972а, б; Проблемы геологии докембрия..., 1976). В. Г. Загородный эти породы выделяет как порьиташскую свиту в составе следующей более молодой южнопеченгской серии, куда включены также сланцы Пороярвинской зоны, подразделяемые на две толщи: нижнюю — каплинскую и верхнюю — брагинскую. Породы каплинской толщи, по-видимому, соответствуют порьиташской свите. Как отмечалось, другие исследователи (Поляк, 1967) относят эти породы к нижнему протерозою.

В разрезе Панареченской синклинали (Загородный и др., 1972 а,б; Бекасова, Пушкин, 1972) выделяют пять свит; их строение и взаимоотношения друг с другом повторяют особенности печенгской и южнопеченгской серий.

В целом, не только литолого-фациальные особенности пород, но и характер их смены, направленность развития вулканизма, типы ассоциаций осадочных и вулканических пород, вплоть до сходства или идентичности положения в разрезе таких специфических образований, как пикритовые порфириты и их туфы, углеродистые сланцы, оолитовые гематитовые песчаники и водорослевые известняки и доломиты, оказываются одинаковыми в разрезах среднего протерозоя Кольского полуострова и Карелии. Верхняя пильгуярвинская свита печенгской серии в особенности близка к образованиям верхнеятулийской заонежской свиты Карелии и вулканитам суйсария.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Центральная часть щита охватывает территорию Финляндии, бо́льшую (кроме юго-западной) часть Швеции с примыкающими районами Норвегии, где докембрийские породы образуют ряд выступов — окон основания среди покровов каледонид.

На этой территории наиболее распространены свекофенно-карельские образования. Их возрастные и структурные соотношения во многих отношениях остаются проблематичными. В связи с этим на последних сводных картах (Тектоническая карта Европы и др.) они не расчленены. В то же время центральная часть щита тесно связана с восточной и на всем протяжении от Финского залива до Баренцева моря геологические образования прослеживаются непрерывно из одной части в другую (приложение).

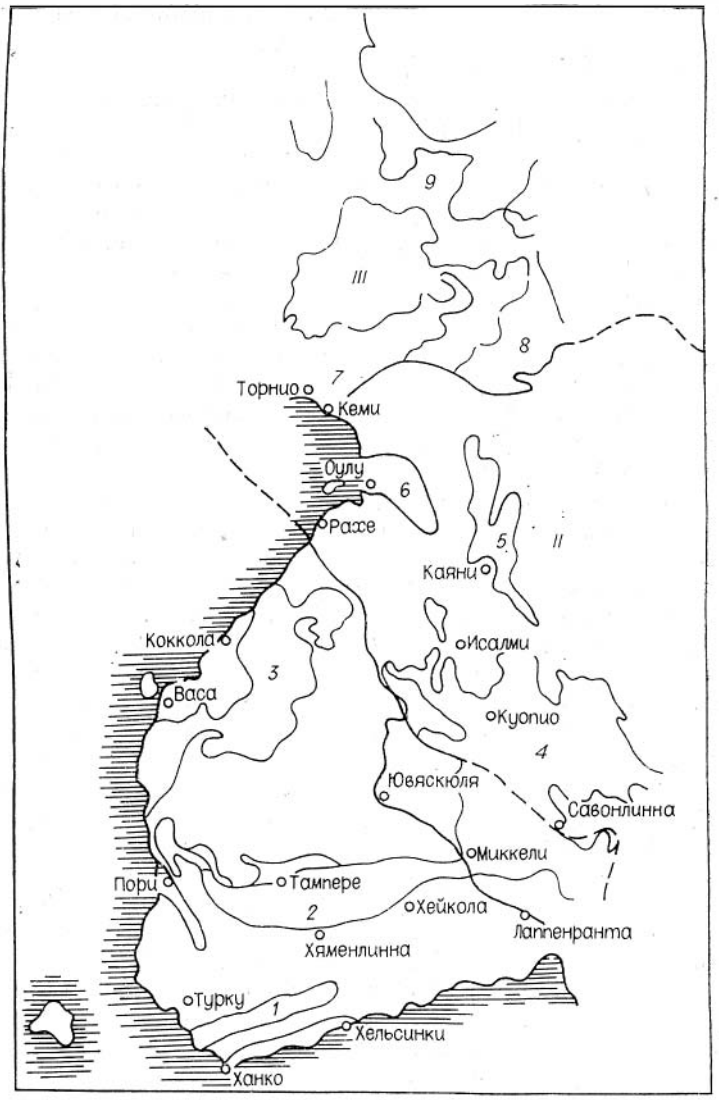


Рис. 4. Геологическое районирование Финляндии (Вяюрюнен, 1959).

Главные зоны: I — Свекофеннская; II — Карельская (Фенно-Карельское поднятие); III — Лапландская. Сланцевые площади (зоны): *1* — лептитовая зона; *2* — зона Тампере; *3* — Похьянмаа; *4* — Саво-Карельская; *5* — Кайнуу; *6* — Северная Похьянмаа; *7* — Перяпохья (Кеми-Рованиеми); *8* — Така-Кайнуу; *9* — сланцевая площадь Центральной Лапландии.

Досвекофенно-карельские образования распространены главным образом в восточных областях Финляндии, Швеции и Норвегии, являясь (с севера на юг) прямым продолжением кольских гнейсов, пород гранулитового пояса, беломорских гнейсов, гранито-гнейсов и досвекофенно-карельских (лопийских) сланцевых толщ Западной Карелии. Вместе с тем многие особенности строения толщ, относимых к свекофенно-карелидам, свидетельствуют, что среди них также имеются образования, синхронные с образованиями лопия, впервые выделенными на территории Карелии.

Центральная часть щита в значительной мере условно подразделяется на три области или зоны (рис. 4):

1) область свекофеннид, охватывающая южную и юго-западную часть Центральной Финляндии и ее прибрежные районы (вплоть до г. Оулу),

тяготеющие к Ботническому заливу, а также территорию Швеции от зоны готид на юге до широты г. Лулео на севере;

2) Фенно-Карельское поднятие;

3) Лапландская область развития карелид Северной Финляндии, Шведской и Финской Лапландии.

Каждая из областей характеризуется особенностями строения разреза, составом толщ, стилем и интенсивностью их метаморфизма и деформации. Зоне свекофеннид при едином субширотном плане тектонических структур свойственны развитие карбонатных пород с лептитами (полевошпат-кварцевыми осадочными и частью вулканогенными породами), ассоциации кордиерита с гранатом и силлиманитом или ставролитом и андалузитом в гнейсах и сланцах, значительное распространение массивов габбро-анортозитовой серии и гранитов рапакиви. Для карелид Лапландской зоны характерно широкое площадное развитие зеленокаменных пород различного возраста, кианит-силлиманитовый метаморфизм значительной части гнейсов и сланцев, присутствие в нижней части разрезов железистых кварцитов и развитие в верхней части псаммитов и глинисто-карбонатных пород. Карелидам Восточной Финляндии, имеющим субмеридиональные структуры, свойственно развитие конгломерато-кварцитовых толщ в ассоциации с основными вулканитами, которые финскими исследователями рассматриваются как нижние члены разреза карельских образований. Эти различия стали главной причиной разной трактовки возраста метаосадочных и вулканических комплексов, эпох складчатости, метаморфизма и магматической деятельности. Уже в своей первой стратиграфической схеме И. Седерхольм (Sederholm, 1891, 1893) отнес лептитовую серию Южной Финляндии и Центральной Швеции к нижнему архею, а сланцевые толщи расположенной севернее зоны Тампере к более молодому верхнеархейскому ботнийскому циклу, тогда как кварцит-диабаз-сланцевые толщи Восточной Финляндии, а затем и Лапландской зоны были отнесены к протерозойскому карельскому циклу. Разделение суперкрустальных образований Южной и Юго-Западной Финляндии было сделано на основе различий в степени метаморфизма, некоторых различий в составе пород, взаимоотношений с «древнейшими» олигоклазовыми гнейсо-гранитами и интерпретации значения конгломератов в сланцах Тампере (Sederholm, 1897, 1913, 1932a, b). В дальнейшем (Mäkinen, 1915; Eskola, 1936; Simonen, 1949, 1952, 1953) была показана синхронность обеих групп образований и они были объединены в один свекофеннский цикл. Х. Вяюрюнен подчеркивал, что структуры карелид срезаются северо-западными структурами свекофеннской зоны и в своих работах последовательно отстаивал представление о более молодом возрасте геосинклинальных формаций свекофеннской зоны Юго-Западной Финляндии по сравнению с платформенными карельскими толщами Восточной Финляндии. Только с началом систематического изучения возраста геологических формаций изотопными методами стало ясно, что главная складчатость, становление гранитоидов и региональный метаморфизм во всех трех областях синхронны и имеют возраст около 1,9 млрд. лет. В свете этих данных возникло представление о едином тектономагматическом цикле, в рамках которого, т. е. в интервале от 2,7—2,8 до 1,8—1,9 млрд. лет, должна решаться возрастная корреляция структурно-вещественных комплексов.

Свекофенниды

Свекофенниды Финляндии

Общее строение области распространения свекофеннид в Финляндии может быть охарактеризовано следующим образом. Обширный гранитоидный массив Центральной Финляндии окаймлен с юга широтной слан-

цевой зоной Тампере, протягивающейся от Ботнического залива на восток вплоть до г. Миккели (см. рис. 4). В прибрежном районе широтные простирания в складчатых структурах сланцев сменяются северо-западными и затем меридиональными. Они огибают массив гранитоидов и переходят в сланцевую зону Похьянмаа. В районе Миккели широтные структуры сланцев Тампере раздваиваются: одна ветвь тянется на восток в район Лахденпохья — Куркиёоки Северного Приладожья, а другая поворачивает на север, смыкаясь со сланцевой зоной Саво. Западнее г. Хяменлинна многочисленные включения и небольшие зоны суперкрустальных пород среди более молодых гранитов протягиваются в район г. Турку и переходят на ряд сланцевых поясов (пояса Вихди, Киско и др.) Южной Финляндии. Самая длинная из них — зона Кеми-Лохья, которая тянется на восток вплоть до Выборгского массива рапакиви.

В сланцевой зоне Саво простирание структур в сланцевых толщах крайне изменчивое. Они облекают восточную часть центрального массива и небольшой гранитоидный массив Савонлинна. Однако преобладают северо-западные направления складчатых структур. Последние в особенности свойственны северной и северо-восточной (карельской) части области, примыкающей к Фенно-Карельскому поднятию, где устанавливается их более молодой возраст по отношению к широтным свекофеннским и меридиональным карельским структурам.

Таким образом, отдельные сланцевые пояса свекофеннской зоны Финляндии связаны друг с другом и имеют в плане сложную петлевидную форму, располагаясь между массивами гранитоидов. Эта связь подчеркивается общностью строения разрезов, одинаковыми взаимоотношениями с гранитоидами, принадлежностью последних к одному и тому же формационному типу и, наконец, общностью тектонического строения и характера метаморфизма (табл. 2).

Классическим районом свекофеннид Финляндии является сланцевая зона Тампере. В ее центральной части в районе оз. Нясиярви устанавливается (Simonen, 1952) следующий разрез (сверху вниз).

1. Основные вулканиты (плагиоклазовые порфириты, мандельштейны, агломераты) — более 1000 м.

2. Конгломераты (700—800 м) с обломками окружающих пород— основных и кислых вулканитов, реже слюдистых сланцев и с единичными гальками гранитоидов. Среди конгломератов встречаются тонкие слои граувакковых сланцев и аркозов.

3. Основные и средние вулканиты (800—1500 м), в основании местами содержащие линзы и прослои конгломератов; обломки представлены кварц-полевошпатовыми породами нижележащей толщи; вулканогенный материал в конгломератах отсутствует.

4. Аркозы, граувакки, кислые пирокласты и, возможно, эффузивы (1500—2200 м); осадочные породы с косой слоистостью и мелкими обломками сланцев.

5. Ритмично-слоистые слюдистые сланцы и филлиты (более 3000 м) с андалузитом, кордиеритом, ставролитом и гранатом.

Этот разрез, общей мощностью более 7000 м, сохраняет основные черты во всей зоне Тампере (Matisto, 1958, 1961a, b; Huhma e. a., 1952; Simonen, 1949; и др.). Однако заслуживают внимания некоторые особенности строения западной части зоны. К западу от г. Тампере полоса сланцев сужается, и в этом направлении происходит воздымание складчатых структур. По-видимому, этим переходом к области поднятия, существовавшей или формировавшейся уже в ходе осадконакопления, следует объяснять тот факт, что в районе Суоденниеми — Лавиа (Вяюрюнен, 1959; Mäkinen, 1915; Sederholm, 1931) толща конгломератов залегает в целом под вулканогенной толщей. Конгломераты переслаиваются со слюдистыми сланцами и лептитовыми гнейсами, и обломки в них представлены глав-

ным образом диоритами. И. Седерхольм (Sederholm, 1931) рассматривал это как свидетельство существования доботнийских гранитов.

В связи с переходом на более глубокий структурный уровень к западу от Тампере повышается степень метаморфизма и ленточные филлиты сменяются слюдистыми сланцами и гнейсами, а аркозы и кислые пирокласты переходят в кварц-полевошпатовые (лептиты). Здесь также, по-видимому, вскрываются более нижние члены разреза, чем в районе г. Тампере.

Метаморфические образования Южной Финляндии объединены в феннонийскую серию (Вяюрюнен, 1959) (см. табл. 2).

Среди пород феннонийской серии обычно присутствие известняков, графитистых сланцев, кварцитов, в том числе хемогенных и железистых. Эти породы тесно связаны друг с другом и, кроме того, ассоциируют с известково-силикатными породами, представленными обычно диопсидовыми гнейсами, диопсидовыми, гранатовыми и иногда двупироксеновыми амфиболитами. Эта толща пород залегает на глиноземистых, обычно малослюдистых гнейсах с гранатом, кордиеритом и силлиманитом, называемых кинцигитами. В нижних частях толщи кинцигитов в разных участках прибрежной зоны отмечается переход к лептитовым, т. е. существенно кварц-полевошпатовым разностям. В толще кинцигитов залегают согласные тела и пласты амфиболитов, к контакту которых с гнейсом нередко приурочены карбонатные породы (Metzger, 1945). Выше графитистых сланцев, карбонатных пород и кварцитов залегает толща слюдистых сланцев и гнейсов нередко с реликтами ритмичной слоистости и развитием андалузита, ставролита, граната. Она перекрывается кварц-полевошпатовыми породами и лептитовыми гнейсами с линзами и горизонтами конгломератов и далее основными вулканитами, представленными по преимуществу уралитовыми и плагиоклазовыми порфиритами, агломератами и туфами. Эта часть разреза серии идентична с разрезом центральной части зоны Тампере (Simonen, 1953).

Таким образом, разрез феннонийской серии отчетливо подразделяется на три части. Нижняя часть разреза первично-осадочных пород могла формироваться лишь в спокойной тектонической обстановке (Вяюрюнен, 1959). Переход к вышележащей флишоидной толще того же фациального типа, что и филлитовая толща Тампере, документируется горизонтами кварцитов, особенно мощных, как отмечает Х. Вяюрюнен, в юго-восточных районах развития серии. Не исключено, что некоторые полимиктовые конгломераты пояса Киско, в который входит и известный по классическим работам П. Эскола район Ориярви, приурочены к этому же уровню (Tuominen, 1957). Эти конгломераты содержат гальку гранитов, амфиболитов, кислых гнейсов, сланцев, кварца.

Общность разрезов феннонийской серии и зоны Тампере показана А. Симоненом (Simonen, 1953). Она подчеркивается и одинаковым стилем структур. В обеих зонах доминируют широтные складки изоклинального типа, иногда с нормальными, но часто опрокинутыми на юг крыльями и преобладающим восточным погружением шарниров. Только у побережья Ботнического залива шарниры, по-видимому, чаще погружаются на запад. В эти складки смяты все члены разреза, хотя верхняя вулканогенная часть его отделена явным тектоническим перерывом от подстилающей флишоидной толщи. Широтные складки в свою очередь осложнены складчатыми нарушениями нескольких генераций. Так, в районе Ориярви на них накладываются северо-северо-восточные складки и зоны брекчирования, затем мощные зоны северо-западного направления и, наконец, северо-восточные структуры, с которыми связан пояс перидотитов (Tuominen, 1957).

Из изверженных пород к наиболее ранним — синкинематическим раннесвекофеннским образованиям относятся интрузии габбро-диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов; наиболее распространены гранодиориты. Возраст этих пород определяется примерно

в 1,9 млрд. лет (Лобач-Жученко и др., 1972, 1974). Хотя гальки диоритов и кварцевых диоритов присутствуют в конгломератах зоны Тампере, небольшие массивы этих пород наблюдаются и среди основных вулканитов верхней части разреза. Однако наиболее обычно залегание габбро, диоритов и кварцевых диоритов вдоль контактов сланцевых зон и общая их приуроченность к участкам развития основных вулканитов; при удалении от контактов развиты более кислые члены серии.

Более молодой возраст — около 1,8 млрд. лет — имеет формация существенно микроклиновых гранитов, с которыми связаны мигматизация и порфиробластез окружающих пород. Небольшие массивы неметаморфизованных оливиновых габбро, габбро-анортозитов, а иногда и дифференцированных интрузий (от перидотитов до габбро-анортозитов) принадлежат к наиболее молодым изверженным породам, за исключением гранитов рапакиви и других коррелируемых с ними посторогенных гранитов Южной Финляндии (Онос, Оббнас, Ава, Бодом).

Блоковое строение разреза свойственно сланцевой зоне Похьянмаа (Mäkinen, 1916; Laitakari, 1942; Saksela, 1925, 1933). В наиболее нижних его частях развиты по преимуществу кислые и средние K — Na лептиты, представляющие собой измененные вулканиты; кинцигитовые гнейсы имеют явно подчиненное значение.

Вышележащей толще свойственна тесная ассоциация амфиболовых сланцев с графитистыми сланцами и известняками, которые, по-видимому, в целом перекрываются кварцитами (Neuvonen, 1971). Последние наряду с сульфидами местами содержат магнетитовые слои и марганцевые минералы (Вяюрюнен, 1959; Saksela, 1925).

Северная часть зоны Похьянмаа изучена И. Салли (Salli, 1961, 1964, 1966), который в отдельных сланцевых зонах устанавливает в целом одно и то же строение разреза, наиболее полно представленного в районе Химанка. Здесь серия метаморфических пород общей мощностью до 4,5 км начинается тонкозернистыми, местами слоистыми, но в целом гомогенными лептитовыми сланцами, переходящими вверх в граувакковидные сланцы с косой и ритмичной слоистостью и с мелкими обломками подстилающих лептитов и линзами конгломератов. Они сменяются толщей слоистых слюдистых сланцев со ставролитом, андалузитом, кордиеритом, а в некоторых зонах с силлиманитом. Слюдистые сланцы перекрыты горизонтом аркозоподобных сланцев и затем толщей основных метавулканитов, представленных шаровыми лавами, агломератами, порфиритами и туфами с подчиненными включениями кварцевых порфиров и плагиопорфиров мощностью до 1 км. Разрез серии коррелируется с отложениями зоны Тампере и с серией Маурлиден в Швеции.

Еще севернее указанных районов, отделяясь от них массивом позднесвекофеннских гранитов и иотнийским грабеном Мухос, располагается сланцевая зона Кииминки — Утаярви (Enkovaara e. a., 1953; Mäkinen, 1916; Saksela, 1933; Wilkman, 1931) или Северной Похьянмаа (рис. 5). Основная часть представлена изоклиналью (Вяюрюнен, 1959) северо-западного направления, крылья которой заметно опрокинуты на север, а шарниры мелких складок погружаются по преимуществу на юго-восток. Поскольку сама складка замыкается в этом же направлении, она, возможно, представляет собой антиформу, северное крыло которой осложнено согласным крутым надвигом. В этом случае развитые в центре складки основные вулканиты, ассоциирующие с карбонатными породами, слагают основание последовательности и выше сменяются толщей филлитов и слюдистых сланцев, отделяясь от них локально развитыми кварцитами и конгломератами. В юго-восточном крыле складки при приближении к гранитам слюдистые сланцы сменяются слюдяными гнейсами, а в северо-восточном крыле за зоной надвига их аналогом являются ставролитовые сланцы. Толща слюдистых сланцев, испытавшая зональный метаморфизм и прорванная гранитами, перекрывается слабометаморфизо-

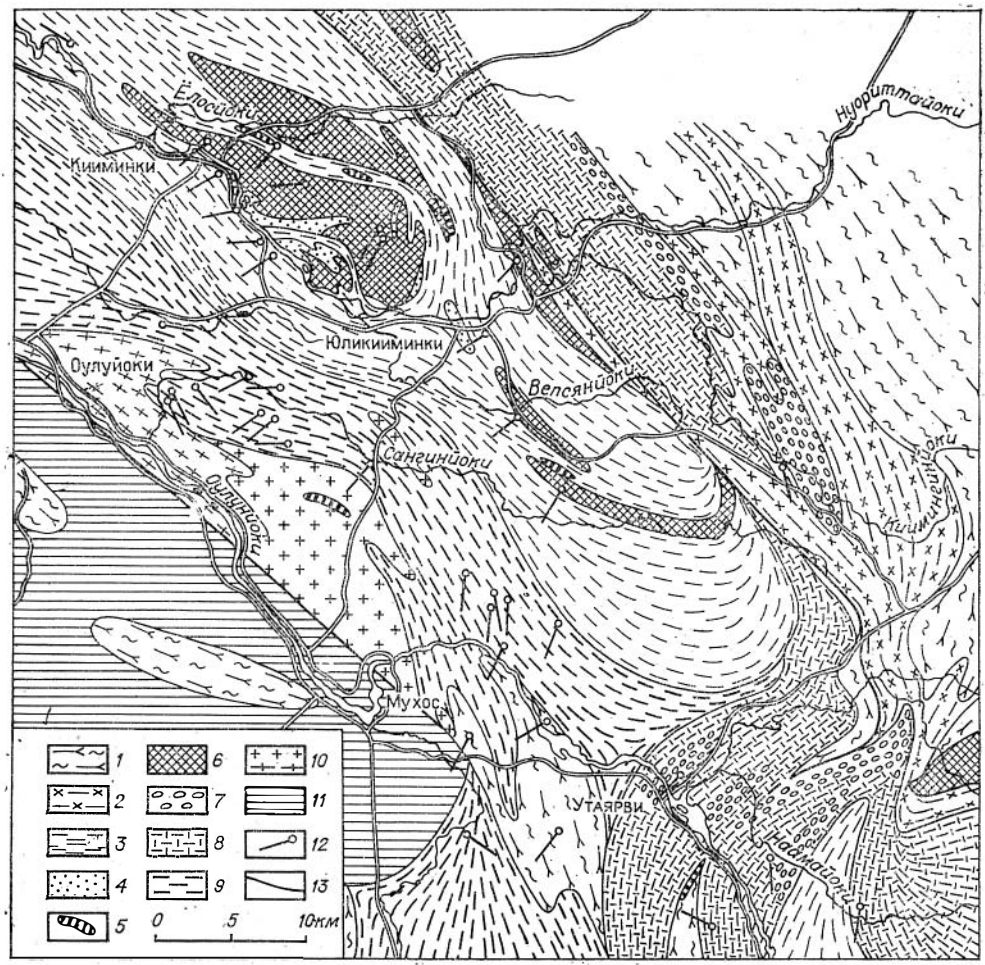


Рис. 5. Геологическое строение зоны Киимингки — Утаярви в Северной Похьянмаа (Вяюрюнен, 1959).

1 — мигматитовые граниты; *2* — ставролитовые сланцы; *3* — слюдяные сланцы и углистые филлиты; *4* — кварциты; *5* — известняки; *6* — метадиабазы; *7* — конгломераты; *8* — метааркозы; *9* — слюдяные гнейсы; *10* — граниты и гнейсо-граниты; *11* — алевритовые породы грабена Мухос (нотний); *12* — оси складок; *13* — сдвиги и надвиги.

ванной и часто полого лежащей аркозо-конгломератовой толщей. Конгломераты содержат гальку гранитов и местами представляют собой настоящие фангломераты. Х. Вяюрюнен породы этой толщи коррелирует с ятулийскими кварцитами Мянтукангас фации яуракка в сланцевом поясе Кайнуу. Конгломерато-аркозовая толща окаймляет северо-восточное надвинутое крыло антиформы и уходит на юг, образуя в плане флексурообразный изгиб. Особенности строения зоны Киимингки— Утаярви свидетельствуют о том, что формирование наложенных северо-западных структур района началось после регионального метаморфизма сланцевых толщ и закончилось после отложения конгломератов. Они являются крайним северо-западным продолжением мощной зоны таких же структурных форм постъятулийского возраста. Эта зона сопровождается надвигами с юго-запада на северо-восток и протягивается вдоль всей юго-западной границы Фенно-Карельского поднятия. К ней приурочены пояс гипербазитов и ряд месторождений полиметаллов, в том числе месторождение Оутокумпу, а также часть интрузий позднесвекофеннских (позднекарельских) микроклиновых гранитов с возрастом около 1800 млн. лет и пегматиты редкометальной формации.

С востока к гранитному массиву Центральной Финляндии примыкает обширная площадь развития сланцевых толщ Саво-Карельской зоны (см. рис. 4). Эти породы связывают сланцы Тампере через зону Миккели — Варкаус — Куопио с карельскими образованиями Юго-Восточной Финляндии и Северного Приладожья, с которыми они вместе составляют единую Восточно-Финляндскую зону свекофенно-карелид.

Южнее г. Миккели в широтной ветви метаморфических толщ, огибающей с юга гранитный массив Савонлинна, полностью сохраняются особенности разреза, присущие свекофеннидам Юго-Западной Финляндии. Здесь развиты кинцигитовые гнейсы с многочисленными включениями графитистых сланцев, амфиболитов и известняков, т. е. по преимуществу породы нижних частей разреза (Frosterus, 1903; Gaal, Rauhamäki, 1971; Hackman, 1933; Marmo, Metzger, 1953).

Севернее Миккели, в центральной части меридиональной ветви (район г. Варкаус), преобладают мигматизированные породы, представленные биотит-плагиоклазовыми гнейсами, по-видимому, отвечающие средней части разреза, тогда как еще севернее, в районе г. Куопио, вновь обнажается основание разреза.

Район г. Куопио (Wilkman, 1916, 1923, 1938; Preston, 1954) наряду с районами северного Приладожья известен обилием гнейсо-гранитных куполов основания (Eskola, 1949, 1951, 1952a, b), которые образуют полосу, вытянутую в меридиональном направлении на продолжении крупного куполообразного массива основания Исалми, в свою очередь образующего несколько обособленный юго-западный угол Фенно-Карельского поднятия.

Несмотря на интенсивный метаморфизм (изограда силлиманита), в районе Куопио сохранилось основание суперкрустальных пород и виден характер наиболее нижних членов разреза, полностью переработанных во внутренних частях зоны свекофеннид. Вместе с тем хорошо изученные суперкрустальные породы этого района занимают промежуточное положение между типично свекофеннскими и карельскими образованиями. Особенно большое сходство наблюдается у них с породами и структурами Питкярантской группы поднятий Северного Приладожья.

Так же как и в Северном Приладожье (Судовиков и др., 1970; Лобач-Жученко и др., 1974), гнейсо-гранитный субстрат куполов Куопио пронизан многочисленными дайковыми телами амфиболитов и габбро-амфиболитов. Они в свою очередь будинированы, а также мигматизированы молодыми калинатровыми и калиевыми гранитами, а затем подвержены рассланцовке главным образом вдоль северо-западных направлений (Preston, 1954).

Разрез суперкрустальных пород также совершенно аналогичен сортавальской и ладожской сериям. Он начинается с базальных конгломератов. В гальке отсутствуют микроклиновые граниты, а обломки плагиогранитов представлены разностями с отчетливой гнейсовидностью и частью мигматитами. Изредка встречаются амфиболиты. Конгломераты сменяются неповсеместно развитым горизонтом кварцитов (150—200 м), часто непосредственно налегающим на гнейсо-граниты. Первоначальные структуры сохранились только в линзах конгломератов и гравелитов, а также в тонких пропластках известняков, кальциево-силикатных пород и включений амфиболита.

Выше следует амфиболито-известковый горизонт (500—700 м). Амфиболиты преобладают, варьируя от роговообманково-биотитового гнейса до амфиболита с зеленовато-бурым амфиболом и основным плагиоклазом. Они переслаиваются с доломитами, известняками, тремолитовыми и диопсидовыми известковыми, кордиерит-антофиллитовыми и, наконец, с графитистыми сульфидными сланцами.

Далее следует толща слюдистых пелитовых сланцев (1000—1500 м), часто с гранатом или силлиманитом, которая венчается локально разви-

тым горизонтом тонкозернистых полосчатых роговообманковых сланцев. В. В. Вилькман рассматривал их как туфы и туффиты, возможно переотложенные.

Такое же строение разреза свойственно и другим районам рассматриваемой зоны, расположенным к востоку и юго-востоку от Куопио (Вяюрюнен, 1959; Frosterus, Wilkman, 1920; Gaal, 1964; Nikänen, 1968, 1971a, b; Peltola, 1960; Ramsay, 1906; Simonen, 1960b; Vähätalo, 1953; Väyrynen, 1933, 1939; Wilkman, 1915, 1921, 1931, 1932). Вместе с тем эти разрезы не менее отчетливо коррелируются с разрезами Юго-Западной и Южной Финляндии. Они аналогичны по составу пород, типу метаморфизма, эволюции структур и истории магматизма; достоверность корреляции подтверждается данными о радиологическом возрасте серий гранитоидов (Kouvo, 1958, 1964, 1968a, b; Kouvo, Tilton, 1966; Wetherill e. a., 1962). Тем самым подтверждается корреляция ладожских сланцев со сланцами зоны Тампере, проведенная еще И. Седерхольмом, объединившим их в составе ботнийской системы. С другой стороны, корреляция сортавальской серии с нижней частью разреза суперкрустальных пород Юго-Западной Финляндии и Саво-Карельской области возвращает нас к представлению о свионийском цикле осадконакопления, конечные стадии которого характеризовались спокойной тектонической обстановкой платформенного типа.

Действительно, если возраст гранитов основания составляет примерно 2,8 млрд. лет, то куполообразование или его первый этап датируется в 2,5 млрд. лет (Kouvo, 1964, 1968), а для куполов Северного Приладожья в 2,3 млрд. лет Rb-Sr методом (Лобач-Жученко и др., 1974). Начало куполообразования может соответствовать времени резкого изменения условий седиментации — смены карбонатно-углистой формации флишевой. Эта смена в ряде мест документируется отчетливым перерывом в осадконакоплении, а в Северном Приладожье несогласием, замаскированным последующей деформацией.

Так или иначе, но формирование нижней лептит-кинцигитовой и кварцит-конгломератовой толщи, сменяющейся характерной вулканогенной углисто-карбонатной формацией, оказывается заключенным в интервале 2,5—2,8 млрд. лет, т. е. отвечает возрасту гимольской и парандовской серий Карелии, которые рассматриваются нами как досвекофенно-карельские.

Другой аспект проблемы состоит в том, что исследователи докембрия Финляндии коррелируют эти толщи с ятулийскими образованиями, относя базальные конгломераты к сариолию, кварциты к нижнеятулийской Кайнуу-фации (Väyrynen, 1933), а породы углисто-карбонатной формации к «морскому», т. е. к среднему — верхнему ятулию в районах развития онежской серии (см. выше). Однако приведенные возрастные данные далеко выходят за рамки возрастных границ ятулийского осадконакопления.

Заканчивая рассмотрение свекофеннид Финляндии, остановимся на строении гранитных массивов, слагающих в целом антиклинальные структуры. Как показывают детальные исследования, в особенности массива Центральной Финляндии (Marmo, 1963, 1965; Matisto, 1961a, b; Nykänen, 1963; Salli, 1971), преобладающее развитие имеют не граниты, а гранодиориты и кварцевые диориты; только молодые, позднесвекофеннские существенно микроклиновые граниты образуют довольно крупные гомогенные тела. Кроме того, в «гранитных» массивах многочисленны остатки суперкрустальных пород, иногда образующих полосы длиной до 20—30 км при ширине в несколько километров. Состав пород, степень метаморфизма, общий план тектонических структур в этих сланцевых полосах не отличаются от таковых в обрамлении массивов. Обычно тела основных пород (диоритов, габбро-диоритов и габбро) отчетливо локализуются вдоль контактов этих сланцевых полос и там, где существенную роль иг-

рают основные вулканиты. По-видимому, основное отличие в строении массива Центральной Финляндии от окаймляющих его сланцевых поясов заключается в гораздо более интенсивном проявлении складчатости северо-восточных направлений, осложняющей более ранние широтные и западо-северо-западные структуры. Это же свойственно и районам Южной Финляндии (Laitakari, Simonen, 1963; Lehijärvi, 1962; Simonen, 1949).

Свекофенниды Швеции

Южная граница свекофеннид в Швеции проходит примерно по линии северо-западного направления от г. Вастервик на побережье Балтийского моря на г. Филипстад (Geijer, 1963; Magnusson e. a., 1960). Северная граница обычно проводится примерно по меридиану г. Лулео в провинции Норботтен, восточнее которого располагается область карелид (рис. 6). Однако эта граница совершенно условна: по обе ее стороны развиты одинаковые комплексы пород с одними и теми же субмеридиональными направлениями главных тектонических структур (табл. 3). Поэтому за северную границу области свекофеннид мы принимаем линию западо-северо-западного направления, ограничивающую с севера структуры пояса Шеллефте — Сурселе.

В области развития свекофеннид выделяются (Magnusson e. a., 1960) антиклинорий Свеаланд (Svealand) и сланцевый синклинорий Меларен (Mälaren) в южной части. Антиклинорий Свеаланд охватывает Центральную Швецию и отделен западо-северо-западным поясом наложенных тектонических структур Евле — Фалун от так называемой краевой зоны Южного Норланда, далее к северу переходящей в обширную площадь развития супракрустальных образований Центрального и Северного Норланда и провинции Вестерботтен. Эта территория обычно называется геосинклиналью Центрального Норланда.

Более чем столетнее изучение свекофеннид Швеции (Bergström, 1968; Bubnoff, 1952; Du Rietz, 1953; Eckermann, 1936; Edelman, 1963, 1967; Gavelin, 1931; Gavelin, Grip, 1946; Gavelin, Kulling, 1955; Geijer, Magnusson, 1944; Gorbatschev, 1961, 1969, 1972; Grip, 1935, 1941, 1946; Henriques, 1966; Hjelmqvist, 1937, 1938, 1966; Högbom, 1937; Kautsky, 1957; Lundegårdh, 1960a, b, 1967, 1974; Lundegårdh, 1960a, b, 1967; Lundqvist, 1968; Magnusson, 1936, 1940, 1970; Möller, Stålhös, 1964; Norin, 1959; Stålhös, 1972; Sundius, 1923, 1967; Törnebohm, 1880—1882; и др.) выявило следующие черты их строения.

В основании разреза залегает комплекс первично вулканогенных пород преобладающе кислого липарит-риолит-дацитового состава, хотя отмечаются и метавулканиты основного состава. С ними ассоциируют многочисленные, но маломощные горизонты кварцитов, карбонатных и железисто-кремнистых пород, а также графитистых сульфидных сланцев. В кислых вулканитах наблюдается отчетливая тенденция смены натровых вулканитов калиевыми, а кислых — основными. Карбонатные породы равномерно рассеяны по разрезу, железные руды, по-видимому, более связаны с кислыми вулканитами натровой специализации, а графитистые сланцы чаще приурочены к верхней части комплекса. Этот комплекс получил название лептит-геллефлинтовой формации, и его предполагаемый возраст оценивается обычно не более чем в 2200 млн. лет.

Лептит-геллефлинтовая формация выше сменяется, иногда с перерывом (Geijer, 1963; Hjelmqvist, 1938), терригенными флишоидными метапородами обычно с повышенной глиноземистостью. С ними ассоциируют графитистые сланцы, главным образом развитые в нижней половине комплекса и в его самой верхней части. Встречаются редкие горизонты известняков и доломитов и основных вулканитов, особенно свойст-

Циклы	Южная Норвегия	Юго-Восточная Норвегия, Юго-Западная Швеция	Смоланд, Верланд, Юго-Восточная Швеция
	Дальсландская область	Область готид	
	1	2	3
Дальсландский 1200—850 млн. лет	Граниты Телемарка и Ругаланна (850) Граниты Херефосс — Гримстад в Бамбле (900) Мангерит — анортозит — фарсундитовый комплекс (960—1000) Гипербазиты, монцониты (1050) Пироксеновые сиениты (1200)	Граниты Бохус-Эстфоль (930—1025) Серия Даль: кварциты, кварцито-песчаники, глинистые сланцы, битуминозные известняки; аркозы, конгломераты Серия Каппебо: кварциты. песчаники, риолиты (экструзивы), аркозы, конгломераты	Формация Альмесокра: красноцветные песчаники, кварциты, конгломераты с горизонтами глинистых сланцев и известняков
Готский 1750—1200 млн. лет	Габбро, нориты, амфиболиты (гипериты) зоны Бамбле-Конгсберг Группа Бандак: мраморы и кварцевые сланцы, основные и кислые вулканиты с горизонтами кварцитов и конгломератов, конгломераты, красные порфиры Группа Сельюр: силлы диабазов, белые кварциты, аспидные сланцы, пестроцветные филлиты, кварциты Гауста, конгломераты, аркозы	Диабазы Костер, гипериты зоны Магнуссона Микроклиновые граниты Кроппефьяль Граниты Омоль, Аскким, Фролюнда: гранодиориты, плагиограниты Габбро, диориты Порфиры Омоль: кварцевые порфиры, туфы, дациты, туфы, агломераты, андезиты Серия Омоль: песчаники, аркозы, конгломераты	Граниты Карлсхами, Спинкмола, красный гранит Векше, гранит Филипстад (1745) Серый гранит Векше, граниты Лофтахаммар, Кристинехами Габбро, диориты Порфиры Смоланд: кислые, средние, подчиненные основные вулканиты (1750)
Свекофенно-карельский древнее 1750 млн. лет	Группа Рьюкан: диабазы, зеленые сланцы с горизонтами туфов, слюдистых сланцев и аркозов с галькой в своей верхней части (формация Вемурк) Кварцевые породы: потоки, разделенные горизонтами туфов, в верхней части горизонт агломератов (конгломератов?) (формация Туддаль).	Граниты, гранодиориты, тоналиты, габбро	Серии Вестервик, Вестана, Ветланда: прибрежные и дельтовые кварцито-песчаники, глинистые сланцы с силлами и эффузивными диабазами (1750) Габбро-плагиогранитная серия (граниты Твинг, Оскархами)

Швеции и Южной Норвегии

Центральная Швеция, Доларна	Южная часть Норланда	Северная часть Норланда	Норботтен
Область свекофеннид Швеции			Лапландская зона карелид
4	5	6	7
Диабазы Осбю и дайковая серия в свекофеннских породах Иотнийские песчаники Евле-Сандвикена, песчаники Дала, эффузивные диабазы Кора выветривания	Интрузивные диабазы Иотнийские красноцветные песчаники Норра — Ульве Кора выветривания		Интрузивные диабазы и габбро
Микроклиновые граниты и гранит-порфиры Герберг, Сильян, Ярна Граниты Ретан Верхние порфиры Дала: кислые, средние, основные вулканиты (1650) Формация Дигерберг: туфы, аггломераты, песчаники, конгломераты Нижние порфиры Дала: кварцевые порфиры и порфириты Веньян	Граниты рапакиви, габбро, лабрадориты Рагунда, Нордрингре и др. (~1300)	Граниты Сурселе, Эдефорс, Решан (1625) Порфиры Дцобблон: главным образом риолиты, кварцевые порфиры, туфы, игнимбриты (1725) Серия Ледфат: андезиты, песчаники, конгломераты	Пегматиты Граниты Лина-II, пертитовые граниты и сиениты (1565) Серия Снавва-Съефоль, Верхнее Хауки (Вакко), Риссавара, Маттавара: кварциты, филлиты, граувакки, аркозы, конгломераты, базальные сланцы Порфиры Кируна, порфировая группа: риолиты, трахиты, сиенит-порфиры, апатит-магнетитовые руды (1600) Граниты Эдефорс (1625) Порфиры и порфириты Каскатьоурак, Арвидсяур: кислые, средние, основные вулканиты (1625) Формация Белинге: основные вулканиты, андезиты, лавы, туфы Конгломераты Курравара, Пите и др.
Граниты Стокгольм, Феллингсбру (~1800) Дайки основных пород Габбро-плагиогранитная серия (граниты Упсала, Вянге)	Граниты Ревзунд (1785) Габбро-плагиогранитная серия (граниты Льюсдаль)	Конгломераты Варгфорс Граниты Ревзунд, Шеллефте, Адак (1785) Порфиры Арвидсяур (древние): основные вулканиты, диабазы, туфосланцы, горизонты конгломератов Конгломераты Доманберг	Граниты Лина-I, пегматиты, мигматиты (1820) Группы Гуутивара и Коликсэльв (возможно, более древние): амфиболовые сланцы, с прослоями конгломератов, кварцитов, диабазы, пелитовые сланцы Изверженная серия Хапаранда: граниты, гранодиориты (1880), кварцевые диориты, габбро

1	2	3
Суперкрустальный комплекс зоны Бамбле: лептитовые гнейсы с горизонтами кварцитов, скарнов, мраморов, железных руд; слюдистые гнейсы с глиноземистыми разностями, кварцитами, графитистыми сланцами, согласные тела и пласты амфиболитов и амфиболовых гнейсов	Серия Стура-Ле-Марстранд: слюдистые гнейсы и сланцы с горизонтами кварцитов, переходящие в сильно мигматизированные породы комплекса дотготских гнейсов	Прибрежные гнейсы Блекинге: мигматизированные вулканогенные (лептиты, амфиболиты) и осадочные породы (слюдистые гнейсы с горизонтами кварцитов, изредка мраморов)

венных верхней части разреза. Терригенная формация присутствует во всех главных районах развития свекофеннских образований (серии мялар, ларсбо, эльваберг и др.).

Для суперкрустальных образований особенно характерен петлевидный план строения, так что сланцевые полосы (обычно синклинали) огибают массивы синкинематических гранитоидов, выступающих как антиклиналь-плутоны. Это строение свойственно как небольшим участкам, так и всей области свекофеннид в целом. Наряду с этим устанавливается преобладание широтных складчатых структур, оси которых обычно полого или под средними углами погружаются на восток и юго-восток. Широтные структуры осложнены более поздними северо-западными складками и разломами, с которыми связана по крайней мере часть интрузий позднекинематических, главным образом калиевых, гранитов. В некоторых районах Центральной Швеции (Stålhös, 1975) выявлены меридиональные структуры, которые, по-видимому, предшествуют широтным и несомненно — северо-западным.

Более молодыми, чем суперкрустальные комплексы, являются две серии изверженных пород с возрастом около 1900 и 1800 млн. лет. Ранняя габбро-плагиогранитная серия рассматривается как приморогенная и синкинематическая, и породы ее в основном формируют антиклиналь-

Окончание табл. 3

4	5	6	7
Лептит-геллефлинтовая серия: калинатровые риолиты, кварцевые порфиры, туфы, брекчии, горизонты конгломератов, песчаников, слюдистых сланцев, известняков. Серии мялар и ларсбо: слюдистые сланцы и метапелиты, кварциты, граувакки, местами горизонты известняков, в верхней части графитистые сланцы. Серии Сахо и Грютюттан: графитистые сланцы, граувакки, спилиты. Лептит-геллефлинтовый комплекс (нижний), натровые, затем калиевые кислые вулканиты с прослоями карбонатных пород, железистых кварцитов, согласными телами и пластами амфиболитов.	Формация Хярнэ: пелитовые сланцы с горизонтами песчаников Формация Лус: сланцы, песчаники, кварциты, конгломераты, диабазы и порфириты Формация Нагген: кварциты и песчаники Лептит-геллефлинтовый комплекс: кислые вулканиты натрового и калиевого ряда, горизонты кварцитов, известняков, железных руд, графитистых сланцев Формация Хамрянге: кварциты, туффиты, диабазы, спилиты.	Габбро-плагиогранитная серия: граниты Йорн (1900) частью более древние Офиолиты Серия эльваберг: флишоидная филлитовая толща в основании местами конгломераты (Менстреск и др.) Гнейсо-граниты Йорн Рудно-сланцевая толща: амфиболиты, основные вулканиты. Скогшеден Графитистые сульфидные сланцы Петиктреск Формация (группа) Маурлиден: кератофиры, риолиты, кварцево-серицитовые сланцы, кварциты Слюдистые, гранато-биотитовые, роговообманковые гнейсы и сланцы, амфиболиты, гранито-гнейсы (архей)	Офиолиты Группы Пахакуркио, Харавара, Килавара: флишоидные слюдистые сланцы (пелиты) с горизонтами и мощными толщами кварцитов, в основании местами конгломераты Группа Вейккавара: порфиритовая Группа Виттанги: железорудная толща — железистые кварциты, известняки, графитистые сланцы, филлиты, местами следы размыва в основании или переход постепенный зеленокаменная толща — основные вулканиты, лавы, туфы, в верхней части включения известняков и графитистых сланцев, в нижней — пачки кварцитов и лептитов

плутоны. Отличительными чертами гранитоидов, которыми заканчивается формирование серии (граниты упсала, йорн, лыосдаль, венге), является умеренная и небольшая глубинность с развитием краевых порфировых фаций, слабым контактовым метаморфизмом и отсутствием пегматитов при преобладании кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов. Напротив, позднекинематические или сероорогенные породы второй серии представлены нормальными калинатровыми и несколько более поздними существенно калиевыми гранитами (граниты стокгольм, феллингсбру, ревзунд, адак). Диориты и габбро хотя и отмечаются, но имеют резко подчиненное значение. С формированием серии связываются интенсивная мигматизация и порфиробластез более ранних пород, а также повышение степени регионального метаморфизма вплоть до верхних ступеней амфиболитовой фации. Этот же возраст имеют многочисленные жилы и небольшие штоки аплитов и пегматитов. Для последних особенно характерно развитие редкометальной минерализации. Во времени формирование охарактеризованных плутонических серий разделено широко проявившимся внедрением даек недифференцированных основных пород, обычно следующих широтным направлениям. Их образование рассматривается как свидетельство не только перерыва между двумя сериями гранитоидов, но и преобладания условий растяжения в этот период относительного покоя.

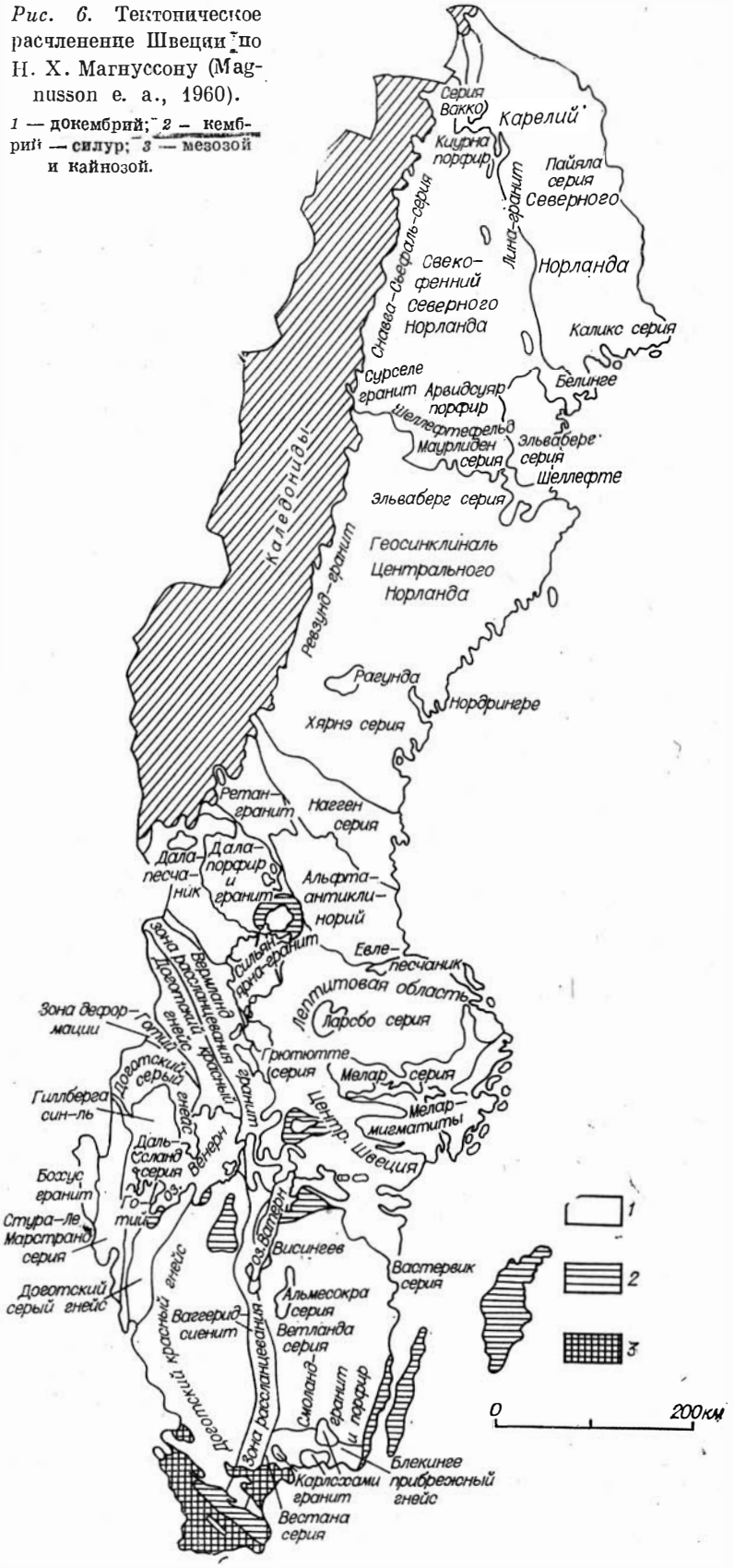


Рис. 6. Тектоническое расчленение Швеции по Н. Х. Магнуссону (Magnusson e. a., 1960).

1 — докембрий; *2* — кембрий — силур; *3* — мезозой и кайнозой.

В итоге породы испытали зональный метаморфизм различной интенсивности, так что метаосадочные породы варьируют от филлитов и глинистых сланцев до кинцигитовых гнейсов, а вулканиты от практически неизменных порфиров, порфиритов, игнимбритов и т. п. до кварц-полевошпатовых лептитовых гнейсов. Однако повсеместно региональный метаморфизм относится к фациям низкого давления.

Как особую черту строения зоны свекофеннид необходимо отметить приуроченность к ней (в особенности в южной половине) иотнийских осадочно-вулканогенных и изверженных пород с возрастом около 1300 млн. лет.

Все эти особенности присущи и свекофеннидам Финляндии. Издавна коррелируются между собой лептитовые формации Швеции и Южной Финляндии, как и их терригенные флишоидные толщи (ботнийские — калевийские).

Последние исследования, проведенные в разных районах Центральной Швеции (Gorbatschev, 1969, 1972, 1975; Kornfält, 1975; Lundstrom, 1974; Stålhös, 1974, 1975; Sundius, 1968; Wikman, 1972; Wikström, 1975), вводят в изложенную последовательность существенное дополнение. Ими установлено широкое площадное распространение мощной формации кислых вулканитов с преобладанием риолитов и кварцевых порфиров, их туфов и игнимбритов, которые перекрывают терригенные флишоидные толщи и непосредственно предшествуют раннесвекофеннским гранитоидам, представляя собой вулканическую фацию последних (Sundius, 1968). Вулканиты ассоциируют с кварцитами и известняками (Gorbatschev, 1972), но железные руды в связи с ними, по-видимому, отсутствуют. Они смяты в те же складки, что и более древние толщи свекофеннского разреза, хотя характер складок в целом довольно спокойный, а метаморфизм незначителен. Породы формации слагают значительные площади в синклинории Меларен, но, по мнению Н. Сундиуса, наиболее широко они распространены в областях развития мигматизации и раннесвекофеннских гранитов, т. е. в антиклинории Свеаланд.

Ряд вопросов об эволюции свекофеннид возник в связи с установлением в пределах пояса Шеллефте перерыва между нижней лептит-геллефлинтовой и верхней терригенной формациями (Kautsky, 1957). В конгломератах менстреск, разделяющих эти серии, была обнаружена галька синкинематических гранитов йорн, считавшихся более поздними, чем породы терригенной сланцевой формации. Вместе с тем конгломераты менстреск оказались непосредственным продолжением базальных конгломератов серии варгфорс, сложенной кварцито-песчаниками, кварцитами с подчиненными глинистыми сланцами и диабазами, интерпретируемой как образование типа молассы свекофеннид, более молодой, чем позднесвекофеннские ревзунд-граниты.

Результаты исследований Каутского вновь обратили внимание на дискуссионный вопрос о стратиграфическом положении серии варгфорс и других подобных толщ, таких как кварцитовая серия нагген и формация хямранге в краевой зоне Южного Норланда (Eckermann, 1936; Lundegårdh, 1967; Lundqvist, 1968), серия вестервик, развитая вдоль южной границы зоны свекофеннид, и ее аналоги (Collini, 1951; Dahl, 1972; Du Rietz, 1949; Gavelin, Lundegårdh, 1960; Gavelin, Russell, 1967; Kresten, 1971, 1972; Priem e. a., 1969; Wiklander, 1974). Все эти образования моложе рудоносной лептит-геллефлинтовой формации частью отделены от нее перерывом и конгломератами (формация хямранге), но несомненно древнее позднесвекофеннских или раннеготских гранитов (возраст последних около 1750 млн. лет). Серия вестервик, кроме того, считается более молодой, чем комплекс прибрежных гнейсов блекинге, среди которых присутствуют аналоги как лептит-геллефлинтовой, так и терригенной (кинцигиты, жильные гнейсы) формаций.

Исследования Каутского позволили разделить считавшуюся до этого единой (Gavelin, Kulling, 1955) терригенную формацию на две части. Нижняя часть, сложенная главным образом сульфидными графитистыми сланцами, получила название сланцев петиктреск (Petikträsk). Она связана переслаиванием с подстилающей толщей кислых вулканитов натрового ряда, ранее относимых к нижней лептит-геллефлинтовой формации, и составляет с нею единую серию маурлиден. К зоне перехода приурочены горизонты известняков и большинство рудных месторождений пояса Шеллефте. Верхняя часть терригенной формации, названная серией эльваберг, сложена пелитовыми сланцами в ассоциации с основными вулканитами. Эта серия, следовательно, оказывается фациальным эквивалентом серии варгфорс.

Стратиграфическая схема Каутского была подтверждена дальнейшими исследованиями (Edelman, 1967; Helfrich, 1971; Vessby, 1968). Однако в районе Кристенеберга (рис. 7) филлитовая формация полностью вписана в структурный план более древних пород, определяемый развитием восток-северо-восточных структур с осями, преобладающе падающими на запад, и осевыми поверхностями, опрокинутыми на юго-восток (Edelman, 1967). Наиболее ранние интрузии, представленные гипербазитами, являются доскладчатыми и моложе филлитовой серии, тогда как позднесвекофеннские граниты типа гранитов ревзунд срезают эти структуры и их контакт в юго-восточной части района следует западо-северо-западному направлению. Н. Эдельман отмечает, что предполагаемые кислые вулканиты серии маурлиден практически не сохранили явных следов своего происхождения и, по-видимому, в значительной мере являются осадочными породами. Это обстоятельство особо подчеркивает Э. Вессби и, под-

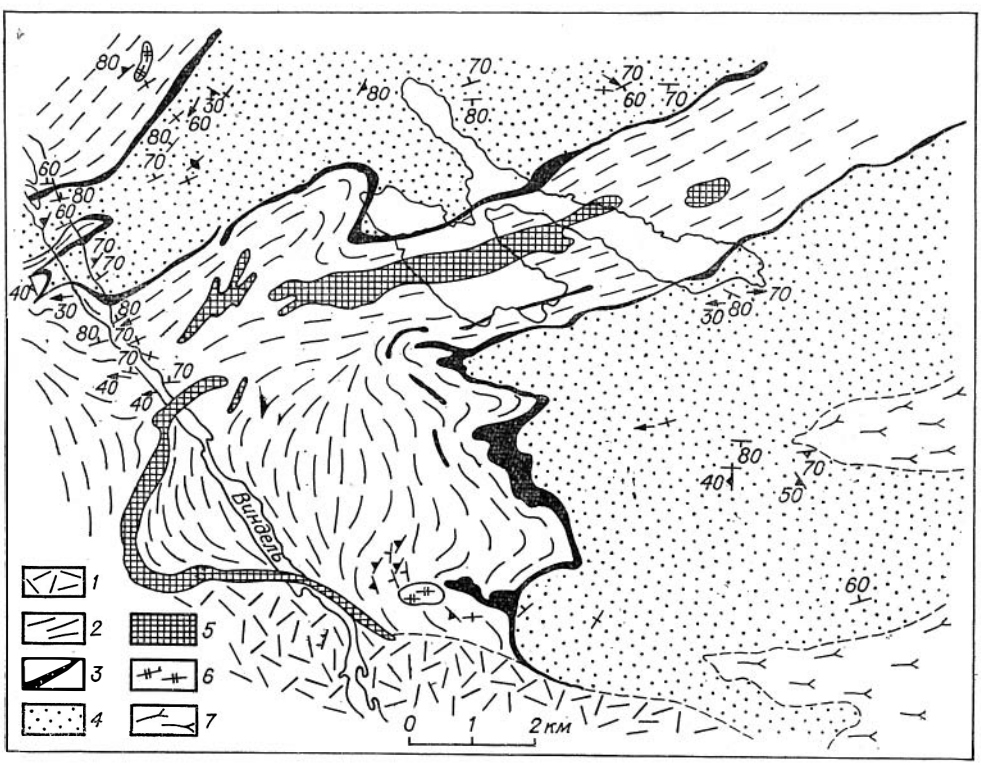


Рис. 7. Геологическое строение западной части пояса Шеллефте (Edelman, 1963)
1 — позднесвекофеннские граниты ревзунд; *2* — сланцы филлитовой серии; *3* — горизонт амфиболитов и графитистых сланцев; *4* — серицитовые сланцы (лептитовая серия); *5* — гипербазиты; *6* — габбро; *7* — гнейсовидный гранит йорн и породы гнейсовой серии.

Таблица 4

Сопоставление стратиграфических схем по поясу Шеллефте

Kautsky, 1957	Edelman, 1967
Сланцевая серия эльваберг	Филлитовая серия
Конгломераты менстреск	?
Перерыв	
Вулканиты скогшеден	Вулканогенные амфиболиты
Сланцы петиктреск	Графитистые рудоносные сланцы
Вулканиты маурлиден	Кислые вулканиты
Сланцы маурлиден	Гнейсы

робно разбирая текстурные особенности этих пород, приходит к выводу об их метасоматически-метаморфогенном происхождении в условиях зеленосланцевой фации вслед за сильным рассланцеванием.

Если филлитовая серия и кислые вулканиты однородны по степени метаморфизма, то гнейсы, слагающие наиболее нижний член последовательности (табл. 4), метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и местами превращены в гранито-гнейсы с характерным отсутствием микроклина. Эдельман подчеркивает, что эти гнейсы ранее рассматривались как синкинематические граниты йорн.

Наконец, суммируя данные детального картирования по разным районам пояса Шеллефте, Х. Хелфрич (Helfrich, 1971) приходит к выводу, что в одних его частях отложение конгломератов продолжалось почти непрерывно, а в других конгломераты менстреск и абборртьен залегают под сланцами эльваберг, которые в свою очередь покрываются конгломератами доманберг — верхним горизонтом конгломератовой формации. Интрузии гранитов йорн являются приповерхностными. Кроме того, выделяется особая возрастная группа гранитов, промежуточная между гранитами йорн и ревзунд. Эти граниты (хегнес и халлеяур) ранее относились к типу гранитов сурселе, хотя последние имеют более молодой (готский) возраст.

Таким образом, на примере пояса Шеллефте и других районов можно заключить, что изложенная в начале раздела простая схема формационных отношений начинает все более усложняться. Единая лептит-геллефлинтовая формация распадается на две, при этом обнаруживаются гнейсо-сланцевые комплексы терригенного типа более древние, чем нижняя вулканогенная рудоносная формация. О возможном значительно более широком распространении этих пород, в частности в Центральной Швеции, свидетельствует широкое развитие эруптивных контактов позднесвекофеннских гранитов с гнейсами кинцигитового типа, что заставляет относить этот региональный метаморфизм высоких ступеней ко времени, более раннему, чем формирование близповерхностных раннесвекофеннских гранитов.

Весьма важным представляется также стратиграфическое положение формации вестервик (см. табл. 3), развитой по южной границе зоны свекофеннид. Своеобразие этой формации (и ее аналогов — вестан и ветланд) заключается в том, что она сложена мощной (более 1800 м) слабодислоцированной толщей кварцитов и кварцито-песчаников с многочисленными хорошо сохранившимися признаками мелководного — дельтового, потокового и прибрежного — отложения: косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания, оползневые структуры, следы от дождевых капель (Gavelin, Russell, 1967; Gavelin, Lundegardh, 1960). Толща прорвана дайками и силлами основных пород, в том числе одновременными с осадконакоплением (Kresten, 1972), а также интрузиями раннеготских гранитов смоланд. В связи с формированием этих гранитоидов она испы-

тела контактовый метаморфизм вплоть до мигматизации и ультраметаморфизма (Priem e. a., 1969; Welin, Blomqvist, 1966). Поскольку формирование основных пород дайковой серии четко датируется интервалом между ранне- и позднесвекофеннскими гранитами и другие возрастные группы диабазов и габбро-диабазов отсутствуют, возрастные пределы формации вастервик, очевидно, также заключены в этом интервале, т. е. она оказывается идентичной с сериями варгфорс и эльваберг в поясе Шеллефте.

Таким образом, наряду с догранитными суперкрустальными образованиями в зоне свекофеннид, по-видимому, развиты осадочные существенно кластические образования молассового типа, сформировавшиеся в узком возрастном интервале между 1800 и 1900 млн. лет. Как следствие, единая терригенная сланцевая формация распадается на три разновозрастные серии.

Более сложной, очевидно, является и история становления гранитоидов.

Фенно-Карельское поднятие

Строение Фенно-Карельского поднятия и, в частности, его досвекофенно-карельских структур было охарактеризовано в начале этой главы. Здесь мы ограничимся лишь некоторыми дополнениями.

В Карельской части поднятия установлено, что на образованиях железорудной гимольской серии, которые имеют досвекофенно-карельский возраст, с угловым несогласием и конгломератами в основании ложатся породы локально развитой сумийской большезерской серии, испытавшие складчатость северо-западного направления и региональный метаморфизм не выше эпидот-амфиболитовой фации.

Разрез серии в типичном районе развития (оз. Большозеро) состоит из двух частей: нижней, сложенной слюдистыми сланцами, туфами, туффитами и кислыми вулканитами, и верхней, представленной однородной толщей основных вулканитов: метадиабазов, порфиритов, зеленых сланцев. Основные вулканиты перекрывают различные горизонты нижней толщи и в свою очередь перекрыты сариолийскими конгломератами (Стенарь, 1969). В других районах Западной Карелии наибольшее площадное распространение имеют основные вулканиты верхней части разреза серии, хотя такие образования, как гранитные конгломераты района Гимолы — Суккозеро, ранее считавшиеся базальными для гимольской серии (Кратц, 1955, 1963; Чернов, 1964), скорее всего являются базальными образованиями сумия. От сариолийских конгломератов их отличает прежде всего состав гранитных галек, среди которых полностью отсутствуют микроклиновые граниты, широко развитые в обломочном материале сариолийских конгломератов. Аналоги основных вулканитов верхней части разреза большезерской серии обнаруживаются и в других ранее рассмотренных зонах карелид Карелии. К ним относятся, в частности, упоминавшиеся выше основные вулканиты района рудника Бергаул, а также основные вулканиты других районов Центральной Карелии и в особенности района г. Медвежегорск — д. Чебино — д. Покровское. Ввиду их ярко проявленной структурной общности с сариолийскими конгломератовыми толщами, в последнее время они все более начинают объединяться в единый сумийско-сариолийский комплекс (Этапы тектонического развития..., 1973).

На территории Финляндии в пределах поднятия преобладают существенно плагиоклазовые гнейсо-граниты и гнейсо-гранодиориты с возрастом примерно 2,8 млрд. лет. Среди них, особенно в северо-восточной части (Matisto, 1958), включены расплывчатые полосы более древних интенсивно мигматизированных суперкрустальных пород, представленных слюдистыми и роговообманковыми гнейсами. Они представляют собой

западное продолжение гнейсового комплекса района озер Верхнее Куйто — Топозеро в Карелии. Эти породы вместе с гнейсо-гранитами составляют так называемый комплекс основания.

В западной и северо-западной частях поднятия среди полей гранитоидов встречаются также небольшие, вытянутые обычно в субмеридиональном направлении остатки слюдистых сланцев с гранатом, ставролитом и кордиеритом, и здесь, по-видимому, значительно распространены более молодые, но тоже докарельские по терминологии финских геологов, т. е. доятулийские граниты, главным образом плагиомикроклиновые (Enkovaara e. a., 1953). Они образуют также ряд мелких массивов в центральной и юго-восточной частях поднятия.

В пределах поднятия выделяются два пояса относительно слабометаморфизованных суперкрустальных пород, вытянутых параллельно друг другу и согласно с доминирующими структурами окружающих гнейсо-гранитов. Однако трактовка возраста пород, слагающих эти пояса, различна.

Из них пояс Кухмо — Суомуссалми протягивается с перерывами вдоль государственной границы Финляндии и СССР и сложен по преимуществу докарельскими (доятулийскими) сланцевыми толщами, несогласно перекрытыми конгломератами сариолия и кварцито-песчаниками ятулия, которые сохранились в виде многочисленных мелких останцов. Только в восточной части сланцевой площади Суомуссалми эти образования слагают довольно значительную площадь.

Разрез доятулийских пород изучен еще недостаточно. Х. Вяюрюнен (1959, с. 138—141) отмечает, что в целом в основании его доминируют различные кварцево-роговообманковые полосчатые (туффитовые) сланцы, полевошпатовые амфиболиты и габбро-амфиболиты, содержащие многочисленные тела дометаморфических гипербазитов. С этими породами, скорее всего в верхней части толщи, ассоциируют пласты сульфидных графитистых сланцев, изредка известняков, а в южной части пояса также железистых кварцитов. Выше залегает толща биотит-кварцевых слюдистых и филлитовидных хлорит-серицит-биотитовых сланцев, часто ритмичнослоистых, местами с гранатом и ставролитом. Наиболее верхнее положение в разрезе, по-видимому, занимает толща слабее метаморфизованных основных вулканитов: диабазов, порфиритов, шаровых лав, агломератов и туфов, нередко непосредственно подстилающая сариолийско-ятулийские отложения. Сариолийские конгломераты содержат гальку всех подстилающих пород, в том числе микроклиновых гранитов, пегматитов, турмалиновых аплит-гранитов, т. е. пород, возраст которых не превышает 1,9 млрд. лет.

Западный пояс Кайнуу (см. рис. 4) состоит из двух ветвей, кулисообразно сменяющих друг друга в районе оз. Оулуярви. Только узкая перемычка отделяет породы этого пояса от зоны развития калевийских (ладожских) сланцев. С другой стороны, на севере породы пояса после небольшого перерыва сменяются широтным синклинорием Така-Кайнуу, сложенным по преимуществу ятулийскими породами и являющимся западным продолжением Панаярвинского синклинория северо-западной части Карелии.

Геологическое строение как юго-восточной (зона г. Соткамо — оз. Ристиярви), так и северо-западной ветви пояса (зона д. Пуоланка — оз. Яуракка-ярви) идентично и вместе с тем во многих отношениях своеобразно (Wilkman, 1931; Väyrynen, 1928, 1933). По Х. Вяюрюнену в каждой из ветвей (зон) с востока на запад наблюдается следующая смена пород.

На гнейсо-гранитах с каолиновой корой выветривания и кварцевыми конгломератами в основании залегает толща кварцито-песчаников и кварцитов ятулийской фации кайнуу, т. е. фации эпиконтинентальных отложений платформенного типа. К западу они сменяются существенно морскими осадками, представленными пестроцветными, обычно тонко-

слоистыми глинистыми сланцами (филлитами) с прослоями, горизонтами и пачками известняков и доломитов в нижней части и углистых и кремнистых сланцев в верхней части. Эта толща морского ятулия является частично аллохтонной, надвинутой с запада на кайнуу-кварциты, но более молодой.

Далее к западу располагается толща слюдистых сланцев, отличающаяся заметно более высокой степенью метаморфизма, присутствием граната, ставролита, кордиерита и характерной ритмичной слоистостью. Породы толщи секутся существенно микроклиновыми гранитами и содержат тела дометаморфических и догранитных ультраосновных пород. Среди пород толщи также наблюдаются горизонты графитистых сульфидных сланцев, голубоватых кварцитов, карбонатных и известково-силикатных пород. Последние скарнированы и содержат тремолит, актинолит, диопсид и гранат. Х. Вяюрюнен рассматривает эти породы как аналог морского ятулия, но отложившиеся в геосинклинальных условиях и затем надвинутые с запада на морской ятулий. Частично (Väyrynen, 1933, 1938, 1954) они даже переброшены через кайнуу-кварциты и представляют собой типичный аллохтон.

С другой стороны, отмечается, что эта толща неотделима от сланцев саво района Куопио и калевийских сланцев Юго-Восточной Финляндии, примыкающих к Северному Приладожью. Все эти породы, а следовательно, и породы сортавальской и ладожской серий Северного Приладожья представляют собой один и тот же стратиграфический уровень, являясь, таким образом, в целом более молодыми, чем сариолийские и нижнеятулийские конгломерато-кварцитовые отложения.

Далее к западу слюдистые филлитовидные сланцы переходят в мигматизированные биотит-плагиоклазовые гнейсы и сланцы, иногда, однако, сохраняющие ритмичную слоистость и являющиеся отложениями внутренних зон карельской геосинклинали.

Все перечисленные породы имеют одинаковый план строения; шарниры образованных ими складок всюду погружаются на юг. В Северной Пуоланка, особенно в районе оз. Яуракка-ярви, породы несогласно перекрыты толщей полимиктовых конгломератов с галькой гнейсо-гранитов, слюдистых сланцев и кварцитов, аркозов и кварцито-песчаников с характерной косой слоистостью и знаками ряби. Эту толщу, мощность которой оценивается в 6000 м, Х. Вяюрюнен относит к более молодой серии отложений, выделяя ее как фацию яуракка. По его карте (Вяюрюнен, 1959) яуракка-кварциты подковообразно замыкают сланцевый пояс Кайнуу и двумя языками вытягиваются на юг. Севернее из-под них выступают лишь гнейсо-граниты, слюдистые сланцы с гранатом и ставролитом и мигматиты по ним. Эти сланцы — прямое продолжение пород западных геосинклинальных аллохтонных фаций, тогда как кайнуу-кварциты и карбонатно-сланцевые отложения морского ятулия севернее Яуракка-кварцитов не прослеживаются.

Изложенная интерпретация строения зоны д. Пуоланка—оз. Яуракка-ярви была распространена Х. Вяюрюненом на весь пояс Кайнуу, а корреляция отдельных толщ—на возрастные взаимоотношения ятулийских и калевийскихотложений,которые стали рассматриваться как более молодые, чем ятулийские. Кроме того, залегающие во всей Саво-Карельской области в основании калевия (т. е. ладожской серии) вулканогенные и углисто-карбонатные отложения стали коррелироваться с породами морского ятулия. Эта интерпретация получила широкое распространение. Ей следуют все финские геологи и ряд советских (Харитонов, 1966; Предовский и др., 1967; Судовиков и др., 1970). В связи с этим необходимо отметить следующее.

1. Фация Яуракка не имеет достоверных отношений с кайнуу-кварцитами. Вывод Х. Вяюрюнена о ее более молодом возрасте основан на наличии гальки кварцитов в базальном конгломерате. Однако подобные

кварциты присутствуют и в толще слюдистых ритмично-слоистых сланцев с гранатом, ставролитом и кордиеритом, которую породы фации яуракка несогласно перекрывают, но эти кварциты не являются кайнуу-кварцитами.

2. Породы фации яуракка, несмотря на предполагаемое несогласие с кайнуу-кварцитами и карбонатно-филлитовой толщей морского ятулия, включены в общий структурный план пояса Кайнуу. Поскольку шарниры складок погружаются на юг, в северном замыкании этой в целом синклинальной структуры с нарушенным западным крылом должны выходить породы, залегающие в основании суперкрустальной серии. Действительно, в области развития пород яуракка-фации именно они ложатся на гнейсо-граниты, а не кайнуу-кварциты. По этой причине А. Матисто (Matisto, 1958) рассматривает их как члены одной и той же последовательности, а полимиктовые базальные конгломераты, относимые Х. Вяюрюненом к яуракка-фации,— как базальные конгломераты карелия, залегающие под кайнуу-кварцитами.

3. Хотя Х. Вяюрюнен неоднократно подчеркивает, что кайнуу-кварциты в восточном контакте непосредственно ложатся на гнейсо-граниты и какие-либо аналоги сариолия здесь отсутствуют, в действительности в районе Пуоланка имеются выходы базальных полимиктовых конгломератов. Недавно было показано (Laajoki, 1973), что конгломераты пяакко, кстати, отмечаемые Вяюрюненом и отнесенные им к яуракка-фации, и залегающие южнее их конгломераты Хонкала перекрываются толщей аркозов и кварцито-песчаников и только затем чистыми кварцитами типа Кайнуу. В свою очередь эти конгломераты перекрывают основные лавы и туфы, частью переслаиваясь с их верхними горизонтами. Таким образом, весь разрез оказывается идентичным с разрезом сумийско-сариолийских отложений Центральной Карелии, например района д. Чебино, а породы фации яуракка подстилают кайнуу-кварциты. Локальное развитие этих пород в восточном контакте зоны Пуоланка — Яуракка-ярви в значительной мере обусловлено более поздними тектоническими движениями. Об этом свидетельствует и тот факт, что во многих местах кайнуу-кварциты круто под 70—80° падают под гнейсо-граниты.

4. Породы морского ятулия, т. е. средне- и верхнеятулийские сланцево-карбонатные толщи, несомненно, перекрывают кайнуу-кварциты, однако не имеют достоверных контактов с западными геосинклинальными фациями. Следовательно, вопрос об их взаимоотношениях основывается на принятой интерпретации строения, а не на действительно установленных отношениях. Поскольку эти породы перекрываются породами фации яуракка, а последняя залегает не выше, а ниже кайнуу-кварцитов, их нельзя коррелировать с морским ятулием.

Имеющиеся в настоящее время факты позволяют сделать следующие заключения.

Породы фации яуракка залегают на основных вулканитах, гнейсо-гранитах, слюдистых филлитовидных сланцах и мигматитах. Они являются аналогом сариолия и перекрываются более молодыми ятулийскими отложениями, начинающимися с кварцевых конгломератов и коры выветривания.

Ятулийские кварцито-песчаники вверх по разрезу сменяются и фациально замещаются на юг известняками и доломитами, выше которых залегает толща пестроцветных глинистых и карбонатно-глинистых, а затем углистых сланцев.

Сариолийские и ятулийские отложения образуют сильно осложненную разрывами (продольными взбросами и сдвигами) синклинальную складку с осью, погружающейся на юг. Синклиналь приурочена к шовной зоне по контакту доятулийских сланцевых толщ и гнейсо-гранитов. В ряде мест сохранились нормальные стратиграфические контакты с по-

родами основания, и ряд выходов кварцито-песчаников, отнесенных Х. Вяюрюненом к яуракка-фации (кварциты мянтукангас, аканваара, ахвенваара и др.) и протягивающихся вдоль западной границы морского ятулия, представляет собой западное крыло складки. Породы ятулия несогласно перекрывают гранит-биотитовые, ставролитовые и кордиеритовые сланцы.

В поясе Кайнуу развиты две разновозрастные литологически сходные группы пород, которые можно назвать вулканогенной углисто-карбонатной формацией. Одна из них является средне-верхнеятулийской, т. е. принадлежит к наиболее молодым осадочным породам, а другая — доятулийской. По составу пород, положению в разрезе, степени и характеру метаморфизма, наличию прорывающих интрузий от ультраосновного до кислого состава породы нижней формации полностью идентичны породам известково-амфиболитового горизонта района Куопио и так называемого морского ятулия района Тохмаярви (Nykänen, 1968, 1971a, b), а слюдистые ритмичнослоистые сланцы с гранатом, ставролитом и кордиеритом отвечают пелитовой толще Куопио и в целом калевийским сланцам Юго-Восточной Финляндии. Аналоги этих пород в Приладожье — сортавальская и ладожская серии. Всюду разрез доятулийского комплекса также трансгрессивный, и в основании его в разных местах обнаруживаются конгломераты и кварциты, которые, однако, не могут коррелироваться с ятулийскими и сариолийскими породами.

Поскольку нижнеятулийские диабазы в Южной Пуоланка имеют возраст 2050 ± 50 млн. лет (Laajoki, 1973), средне-верхнеятулийская формация оказывается моложе 2 млрд. лет, тогда как возрастные пределы нижней — доятулийской — формации оцениваются (см. выше) в 2,5—2,8 млрд. лет.

По-видимому, картина геологического строения, сходная с поясом Кайнуу, наблюдается и в западных районах финской Карелии между Куопио и Йоэнсу, по границе с Фенно-Карельским поднятием. Сариолийско-ятулийские образования здесь наиболее типично представлены в поясе Коли-Калтимо. Они несогласно залегают на гнейсо-гранитах и ритмичнослоистых филлитовидных сланцах. С юго-запада к ним примыкают калевийские филлиты синклинали Хеютияйнен, также трансгрессивно залегающие на гнейсо-гранитах с конгломератами и кварцитами в основании. Хотя оба комплекса пород и их базальные образования находятся по соседству, сариолийские конгломераты заметно отличаются от базальных конгломератов калевия отсутствием в цементе диопсида и тремолита. Кроме того, конгломераты калевия тесно ассоциируют, как и в районе Куопио и Тохмаярви, с сульфидными графитистыми, амфиболитовыми сланцами и известняками (сланцы муло). Однако степень метаморфизма здесь в целом слабее, чем в районе Куопио.

Таким образом, возрастное расчленение двух типов базальных образований и двух разновозрастных комплексов осложняется их близким пространственным распространением, залеганием на одних и тех же гнейсо-гранитах, литологическим сходством нижней части разреза доятулийского комплекса с верхнеятулийскими породами, так что обе толщи описываются как «морской ятулий», и, наконец, широким проявлением постъятулийских крутопадающих надвигов, не только осложняющих выяснение соотношений между породами, но и приводящих к налеганию калевийских (ладожских) сланцев на породы ятулия.

Лапландская зона карелид

Лапландская зона сложена по преимуществу метаморфическими сериями карелид. Только в западной ее части среди гранитоидов вкраплены образования, которые до недавнего времени относились к сфекофенидам (см. приложение).

Южная граница зоны проходит примерно по 66° с. ш. и по распространению суперкрустальных комплексов синклинориев Кеми-Рованиеми на западе и Така-Кайнуу на востоке, перекрывающих и обрезающих субмеридиональные структуры гнейсо-гранитов основания. Вдоль южной границы образования карелид падают на север. Восточная часть пояса Така-Кайнуу на территории СССР выделяется в виде синклинория Цанаярви. В его восточной части происходит резкая смена направления преобладающих структур на субмеридиональные и затем северо-западные. На севере, вплоть до каледонских покровов, карелиды граничат с досвекофеннскими образованиями, обрезая и перекрывая их. Хотя почти на всем протяжении эта граница осложнена разломами, а вдоль гранулитового пояса — надвигами основания, тем не менее падение пород преобладает западное и юго-западное (Mikkola, 1949; Härme, 1949; Silvennoinen, 1972).

Западная граница зоны не столь определенна. В устье р. Кеми в северном конце Ботнического залива карельские образования синклинория Кеми-Рованиеми круто поворачивают на северо-запад, сохраняя северо-восточное падение. Однако далее к западу располагается изверженный комплекс Хапаранда, вслед за которым вплоть до г. Шеллефте идет пояс меридиональных структур. Если восточная граница этого пояса тянется на север по линии Хапаранда — Паяла — Муонио, то западная является секущей и, протягиваясь на северо-запад от Шеллефте на Адак и далее на Сурселе, соответствует северо-восточной границе пояса Шеллефте (см. рис. 6). Внутри этого обширного пояса меридиональных структур метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования вкраплены среди более молодых гранитов (граниты лина, сурселе, эдефорс), и возраст их до недавнего времени трактовался различно. Породы, развитые к западу от линии Лулео — Элливара — Кируна, до недавнего времени рассматривались как свекофеннские, тогда как восточная половина пояса относилась к карелидам (Тектоническая карта Европы, 1964). В настоящее время устанавливается полная согласованность возрастных границ свекофеннских и карельских серий (см. табл. 3), в связи с чем за западную границу Лапландской зоны нами принимается северо-восточная граница пояса Шеллефте.

В самом общем виде Лапландская зона выступает как обширный синклинорный прогиб. Его внутреннее строение крайне сложно и далеко еще не расшифровано. В центральной части прогиба обширные площади заняты гранитоидами, группирующимися в три связанных друг с другом массива: Центральный, Лина-гранитов и Иоутсиярви. Среди гранитов Центрального массива преобладают посткарельские калинатровые граниты (Mikkola, 1949), но, как и свекофеннский массив Центральной Финляндии, он облекается сланцевыми поясами и выступает в виде более жесткой глыбы (Вяюрюнен, 1969). Массив Иоутсиярви разрывает единую полосу широтных простираний южной части Лапландской зоны на две части, но также приурочен к области воздымания широтно ориентированных складчатых структур. Севернее Центрального массива доминируют субмеридиональные северо-восточные структуры; они расщепляются на две ветви, облекают массив гранитов энонтекио или хетта-гранитов и далее уходят под покровы каледонид.

Таким образом, в Лапландской зоне можно выделить меньшую южную часть с широтным направлением складчатых структур и большую северную часть, где доминируют меридиональные структуры, а широтные направления свойственны лишь восточной краевой части зоны. Обе части разделены в западной половине зоны посткарельскими гранитами с возрастом около 1800 млн. лет и в свою очередь подразделяются, хотя и в достаточной мере условно, на отдельные структурные единицы.

В южной части выделяются (с запада на восток) три широтных синклинория, представляющие собой остатки единой структуры. Это синкли-

нории Питео-Каликс, Кеми-Рованиеми, или Перяпохья, и Така-Кайнуу. Наиболее изучено геологическое строение синклинориев Питео-Каликс (Hausen, 1936; Mikkola, 1949; Ödman e. a., 1949) и Кеми-Рованиеми (Enkovaara e. a., 1953; Hausen, 1936; Härme, 1949). В синклинории Така-Кайнуу хорошо изучено лишь строение его восточной части, к востоку от г. Кусамо (Silvennoinen, 1972), а для остальной части пока имеется лишь ранняя обзорная карта (Hackman, Wilkman, 1929).

По данным М. Хярме (Härme, 1949), в основании разреза синклинория Кеми-Рованиеми в районе устья р. Кеми залегает монотонная толща кварцитов кивало. Однако в кварцитах отсутствуют базальные образования и от гнейсо-гранитного основания они отделены серией изверженных пород, представленных интрузивными диабазами, дифференцированной интрузией серпентинитов-анортозитов и зоной мигматитов, микроклиновых гранитов по гнейсо-гранитам основания. Залегание всех этих пород согласное с залеганием кварцитов. Таким образом, контакт кварцитов с фундаментом представляет собой мощную, долгоживущую зону разломов, скорее всего надвигового типа. Вероятно, вследствие этого кварциты кивало сильно перекристаллизованы, слоистость часто отсутствует, а базальные их горизонты, возможно, уничтожены. На западном берегу р. Кеми их непосредственным продолжением являются кварциты каллинкангас, в которых хорошо сохранились первичные текстуры (косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания). В них устанавливаются также отдельные гальки жильного кварца, стекловатого тонкозернистого кварцита, серицитового сланца и известняка (Berghell, Hackman, 1923).

На кварцитах залегает толща основных эффузивных пород: порфиритов, шаровых лав, мандельштейнов, агломератов переменной мощности (не менее 3000 м), которые выше сменяются амфиболсодержащими полосчатыми туфогенными сланцами (до 1000 м). Эффузивные диабазы на западе между реками Кеми и Торнио смыкаются с интрузивными диабазами, подстилающими кварцитовую толщу, и, очевидно, одновозрастны с ними. Туффитовые сланцы, хотя и залегают на основных вулканитах в южном крыле синклинория, распространены значительно шире, в том числе и во внутренних частях синклинория вне связи с основными вулканитами. Они содержат, особенно в своей верхней части, прослои и включения известняков, слюдистых сланцев, стекловатых (хемогенных и осадочных) кварцитов и филлитов, образуя переход к следующей, крайне невыдержанной по мощности толще, где преобладают известняки и доломиты с прослоями кварцитов, в том числе джеспиллитового типа, и графитистых сланцев. В разных участках развития карбонатных пород М. Хярме отмечает прослои конгломератов с галькой кварцитов и известняков в карбонатно-кварцевом цементе, однако их стратиграфическое положение остается неясным. Туфогенные сланцы и породы карбонатной толщи образуют тесную пространственную ассоциацию и перекрыты мощной толщей ленточных глинистых сланцев, филлитов и слюдистых сланцев, слагающих центральные части синклиналей. Степень метаморфизма сланцев невысока, но при приближении к молодым гранитоидам быстро возрастает, в сланцах появляются гранат, кордиерит и, наконец, силлиманит.

Разрез венчается конгломератами, слагающими небольшую синклиналь у порога Тайвалкоски на р. Кеми, южное крыло которой срезано сбросом. Залегание конгломератов согласное с подстилающими сланцами, а галечный материал представлен кварцитами и в меньшей мере сланцами с четкой параллельной и косой слоистостью и ритмичным построением слоев. Другой тип молодого конгломерата обнаружен в участках тектонизированного контакта интрузивных диабазов с серпентинит-анортозитовой серией. Наряду с обломками окружающих основных пород эти конгломераты содержат валуны мигматитового гранита, тонкозернистого стекловатого кварцита и филлита.

Широтные структуры южной части синклинория срезаются габбродиоритами и гранодиоритами синкинематической серии хапаранда, массив которых вытянут в северо-западном направлении. Мелкие массивы диоритов и гранодиоритов располагаются и среди пород суперкрустальной серии в юго-западной части синклинория. На северо-западе, кроме того, развиты более молодые граниты комплексов лина и наттанен.

В структурном отношении синклинорий представляет собой систему широтных складок, осевые поверхности которых несколько опрокинуты на юг, а шарниры погружаются как на восток, так и на запад. При этом осевая депрессия совпадает примерно с направлением р. Кеми. Ее появление, очевидно, обусловлено крупной наложенной синформой северо-восточного направления, обусловившей резкий изгиб широтных структур в устье р. Кеми. Позже возникли сравнительно мелкие и плавные складки с субмеридиональными осевыми поверхностями. Возможно, что с ними частично связано развитие линейности, ориентированной почти по падению пород в южном крыле синклинория. Ко времени образования этих складок может относиться и внедрение пород изверженной серии хапаранда с возрастом 1880 млн. лет. Таким образом, последовательность образования структур, из которых наиболее ранние—субширотные—формировались после отложения толщи филлитов, возраст и характер изверженных пород, особенности строения разреза суперкрустальных пород, состоящего из нижней кварцит-карбонатно-вулканогенной и верхней сланцевой флишоидной толщ — все эти черты свойственны свекофенской зоне Финляндии и особенно ее сравнительно слабой метаморфизованной восточной части. Это дает основание коррелировать породы синклинория Кеми-Рованиеми (ровно как и Каликс-Питео) с так называемым «морским ятулием» Саво-Карельской области Финляндии и сортавальской серией Северного Приладожья в КАССР, а филлитовую толщу — с кавелием и ладожской серией.

Конгломераты, локально развитые в южном обрамлении кварцитов кивало, по всем признакам и особенно по наличию гальки микроклиновых гранитов могут быть сопоставлены с сариолийскими (если не более молодыми) образованиями Карелии и восточной части Финляндии. Вместе с тем нельзя исключить возможность и ятулийского возраста кварцитов кивало. В пользу этого свидетельствуют: наличие в кварцитах каллинкангас обломочных зерен микроклина, чего не должно быть, если эти кварциты действительно залегают в основании осадочной серии, так как все микроклиновые граниты являются более молодыми; несогласное налегание кварцитов каллинкангас на туффитовые амфиболовые сланцы и известняки; наличие в молодых конгломератах всех пород, кроме кварцитов кивало, которые к моменту их отложения должны были быть обнажены наряду с диабазами, филлитами и хемогенными стекловатыми кварцитами, ассоциирующимися с карбонатными породами. Правда, при допущении ятулийского возраста кварцитов кивало они все же оказываются древнее изверженной серии хапаранда, однако возрастные данные о начале ятулийского осадконакопления (см. выше) этому не противоречат. Нужно отметить также, что мощная полоса кварцитов и диабазов, протягивающаяся в средней части синклинория на восток от с. Корпикуля на р. Торнио в сторону д. Тервода на р. Кеми, интерпретируется А. Миккола (Mikkola, 1949) как антиклиналь. Однако, судя по залеганию пород и имеющимся данным (Härme, 1949) о поведении осей складок, эта структура скорее является синклиналью.

Наконец, отметим, что определения возраста, сделанные по карбонатным породам, дали значение 2050 млн. лет (Wampler, Kulp, 1962).

В восточной части синклинория Така-Кайнуу вскрывается та же последовательность, что и в Панаярвинском синклинории на территории СССР. Отлично согласуются отдельные горизонты и их границы. Это дает основание полагать, что здесь представлены главным образом породы яту-

лия, которые либо непосредственно с корой выветривания в основании ложатся на мигматизированные гнейсо-граниты, либо имеют в основании локально развитую конгломерато-вулканическую толщу. С другой стороны, строение нижней части разреза широко коррелируется с последовательностью напластования, установленной для восточной границы сланцевого пояса Кайнуу (Laajoki, 1973). Говоря о сходстве разрезов, нельзя не отметить, что в составе гальки базальных конгломератов присутствуют кварцевые порфиры с характерными вкрапленниками голубого кварца, залегающие под базальными конгломератами сариолия в районе Панаярви. Венчающие разрез ятулийской последовательности амфиболовые сланцы, к основанию которых приурочены горизонты углистых сланцев, соответствуют нижним горизонтам вулканогенной серии Куолаярвинского синклинория, которые в настоящее время коррелируются с породами заонежской свиты верхнего ятулия и суйсарскими вулканитами. Определения возраста по эффузивным диабазам нижней толщи дали значение 2160 млн. лет (Sakko, 1971), что может быть интерпретировано как возраст начала ятулийско-сариолийского осадконакопления.

Обширные сланцевые площади севернее массива гранитоидов Центральной Лапландии представлены разновозрастными комплексами пород. Здесь выделены три протерозойских (карельских) комплекса пород и архейские гнейсо-граниты (табл. 5).

Позднее И. Седерхольм (Sederholm, 1932a, b) все подъятулийские породы объединил в единую лаппонийскую серию, исключив ее из состава карельских образований. Э. Миккола (Mikkola, 1949) показал, что кварциты соданкюля переходят в кварциты Кумпу, а полимиктовые конгломераты кумпу являются базальными и для кварцитов соданкюля. Таким образом, эти породы были исключены из состава лаппонийской серии, а объем формации Кумпу, или теперь серии кумпу-ораниеми, коррелируемой с ятулием Центральной Карелии, значительно расширился. Кроме конгломератов и кварцитов она стала включать также различные глинистые сланцы, доломиты, известняки и пластовые тела метадиабазов. На карте Э. Миккола (см. Вяюрюнен, 1959, рис. 63) породы формации кумпу образуют широтный пояс, примыкающий с севера к гранитам Центральной Лапландии, несогласно перекрывая более древние сланцевые

Таблица 5

Стратиграфическая схема Центральной Лапландии, по В. Хакману (1927)

Стратиграфические единицы	Осадочные породы	Изверженные породы
Ятулий	Кварцито-песчаники (кумпу-кварцит) Полимиктовые конгломераты, базальный сланец и кварцит	
	Несогласие	
Калевий	Верхняя толща сланцев Кварцит (соданкюля-кварцит)	Посткалевийский гранит Спилитовые метадиабазы
	Несогласие?	
Нижний калевий	Нижняя толща сланцев: пелиты, кварциты, карбонатные породы Формация железистых кварцитов Порконен и Нахтаваара	Амфиболит
	Несогласие	
Архей	Гнейсо-граниты	

толщи. К нижней части лаппонийской серии Миккола отнес гнейсы и сланцы толщи тунтса-савукоски, которые вскрываются на восточной границе Лапландской зоны. Эти породы представлены амфиболитами, кварцитами и более молодыми существенно глиноземистыми гнейсами и сланцами. Часть пород, отнесенных к этой толще, по-видимому, является продолжением гнейсов беломорского комплекса, и этим может объясниться вывод Э. Миккола, что гнейсы тунтса-савукоски секутся древнейшими гнейсо-гранитами. Однако в типичном районе своего развития, непосредственно к юго-востоку от гранулитового пояса, эти гнейсы продолжаются на территорию СССР, в район тундры Корва. Здесь установлено (Латышев, 1974) их трансгрессивное залегание на гнейсо-гранитах с горизонтом кварцитов в основании. Выше они сменяются мощной толщей амфиболитов, а затем глиноземистых слюдистых сланцев, к нижней части которых приурочены конгломераты. Приуроченность древних кварцитов и амфиболитов к зоне контакта рассматриваемой толщи с гнейсо-гранитами хорошо прослеживается и на карте Э. Миккола.

Аналогом глиноземистых гнейсов тунтса-савукоски, видимо, являются такие же породы, развитые в обрамлении гранитного массива Энантекио, откуда они протягиваются на юго-запад вплоть до д. Колари.

Породы железисто-кремнистой формации (джеспилиты, карбонатные и графитистые сланцы) обнаружены в районе Яуратсинкаллио (месторождение Яуратсинселькя). Они связаны с Савукоски и, несомненно, одновозрастны с типичными железистыми кварцитами района Порконен — Пахтаваара (Kaitaro, 1949; Paakkola, 1971). Для всех этих образований характерно значительное обогащение марганцем (Ödman, 1947). Поскольку железисто-кремнистая формация тесно связана с амфиболитами и перекрывается глиноземистыми гнейсами и сланцами, можно полагать, что она одновозрастна с толщей тунтса-савукоски и ее положение в разрезе определяется границей между основными породами и глиноземистыми сланцами и гнейсами.

В составе лаппонийской серии Э. Миккола выделил зеленокаменные породы Киттеля, которые в основном приурочены к центральной (осевой) части Лапландской синклинорной зоны. Бо́льшая их часть, несомненно, моложе толщи слюдистых, глиноземистых гнейсов и сланцев, соответствуя калевийским спилитам Хакмана. Однако, во-первых, под этим названием фигурируют основные породы тунтса-савукоски, залегающие в целом ниже железисто-кремнистой формации и слюдистых сланцев. Во-вторых, к ним относятся породы комплекса основных — ультраосновных вулканитов, которые в Порконен — Пахтаваара почти одновозрастны с марганцево-железистой формацией, отделяясь от нее лишь туфогенными сланцами основного состава (Paakkola, 1971), а в районе савукоски (месторождение Яуратсинселькя) моложе железорудной толщи и отделены от нее слюдяными сланцами. Таким образом, под названием «зеленокаменные породы Киттеля» были объединены разновозрастные основные вулканиты.

Исходя из изложенного, сводный разрез суперкрустальных образований (сверху вниз) представляется следующим:

1) толща зеленокаменных пород, главным образом подушечных лав, спилитовых диабазов, агломератов с подчиненными кислыми породами (кератофирами);

2) толща глиноземистых слюдистых сланцев с андалузитом, кордиеритом, ставролитом, кианитом;

3) толща основных и ультраосновных вулканитов с подчиненными гипабиссальными разностями;

4) толща кварцитов, графитистых сланцев, карбонатных пород и железистых руд, перекрытая туффитами или слюдяными сланцами;

5) толща основных вулканитов;

6) базальные горизонты, представленные слюдистыми сланцами и кварцитами.

Отдельные толщи, очевидно, развиты неповсеместно, и этим могут быть объяснены особенности частных разрезов.

Приведенный сводный разрез в своей нижней части (толщи 3—6) по формационному типу пород, их последовательности и возрастным данным (Merilainen, устное сообщение, 1974 г.) оказывается идентичным с разрезом гимольской серии района Костомукши в Карелии (см. выше). Вместе с тем общая последовательность пород от основных вулканитов, венчающихся карбонатными породами, графитистыми сланцами и железистыми рудами и далее перекрытых мощной флишоидной толщей, а затем вновь основными вулканитами, оказывается идентичной с последовательностью, устанавливаемой в Восточно-Финляндской синклинорной зоне (Саво-Карельской области).

Подобный же разрез устанавливается и в западной (шведской) части Лапландской зоны в области карелид Северного Норботтена, известной своими железорудными месторождениями (Eriksson, 1954; Geijer, 1931, 1963; Magnusson e. a., 1960; Ödman, 1957). Его строение в настоящее время детально изучено в разных районах области (Eriksson, Hallgren, 1975; Lindroos, 1974; Offerberg, 1967; Padget, 1970; Parak, 1971; Witschard, 1970, 1975). Определения радиометрического возраста различных изверженных и метаморфических пород (Gulson, 1972; Welin, Blomqvist, 1964, 1966; Welin e. a., 1970, 1971) показали, что только нижняя часть разреза, более древняя, чем породы изверженной серии хапаранда (1880 млн. лет), может рассматриваться как свекофенно-карельская. Она представлена четырьмя группами образований.

1. Подрудная толща (до 5000 м) основных вулканитов с кварцитами в основании (Eriksson, Hallgren, 1975) и горизонтами кварц-полевошпатовых пород типа лептитов и натровых плагиопорфиров, слюдистых сланцев и кварцитов. Породы толщи описываются под разными названиями: зеленокаменные породы типа кируна, порфиритовая группа (Offerberg, 1967), группа вейккаваара (Padget, 1970; Witschard, 1970), группа виттанги (Eriksson, Hallgren, 1975).

2. Железорудная толща (до 400 м), в разрезе которой сульфидные графитистые сланцы сменяются карбонатными породами и затем железистыми кварцитами. Породы толщи часто сильно скарнированы, после чего происходили интенсивное локальное перемещение сульфидов и окислов железа с образованием метасоматических рудных тел и процессы скаполитизации. Железорудная толща обычно непосредственно ложится на подрудные основные вулканиты, которые в своей верхней части содержат горизонты графитистых сланцев и известняков, иногда со следами размыва или отделена от основных вулканитов толщей филлитовидных графит-биотитовых сланцев, в основании которых присутствуют гравелитовые прослои с зеленокаменными обломками (Lindroos, 1974). В связи с этим породы толщи обычно в самостоятельный член разреза не выделяются и относятся либо к верхним горизонтам подстилающей зеленокаменной толщи (Offerberg, 1967; Eriksson, Hallgren, 1975), либо к основанию следующей существенно сланцевой толщи (группы).

3. Толща слюдистых ритмичнослоистых сланцев флишоидного типа (до 4000 м). Сланцы часто содержат андалузит, гранат, кордиерит и иногда силлиманит. Эта толща обычно называется группой Пахакуркио, однако в районе Виттанги этот член разреза сильно редуцирован и представлен кварцитами килаваара с подчиненными конгломератами и сланцами.

4. Осадочно-вулканогенная толща группы каликсэльв (до 3000 м) (Padget, 1970). В разрезе толщи выделяются четыре основных члена: амфиболовые туфогенные кристаллические сланцы и параамфиболиты, которые также описаны как группа руутивара (Witschard, 1970), конгломераты, известняки и слюдистые пелитовые и основные сланцы. Как и породы группы пахакуркио, они испытали зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа и грапитизированы.

Изверженные породы свекофенно-карелия помимо габбро-гранодиоритовой серии хапаранда представлены телами метаморфизованных ультраосновных пород, залегающих среди вулканитов группы вейккавааара и, по всей вероятности, предшествующих отложению группы пахакуркио, а также магматизирующими гранитами с возрастом около 1800 млн. лет, относимыми к гранитам лина-I.

Основная складчатость, видимо, развивалась в меридиональном направлении, а затем была модифицирована западо-северо-западными структурами, несколько опрокинутыми на юго-запад, в результате чего сформировались куполовидные структуры, в ядрах которых часто располагаются более молодые кислые — средние интрузивы серии хапаранда.

Породы верхней части разреза имеют возраст моложе 1700 млн. лет (1635—1535 млн. лет) и по принятой возрастной шкале относятся к готскому циклу. Здесь, однако, следует отметить, что готские структуры интенсивно развиты в рассматриваемой области и зачастую полностью перестраивают структуры карелид. Главным готским складкам свойственны северо-северо-восточные направления с опрокидыванием на юго-восток, в связи с чем доготские породы приобретают западные падения.

В западной (свекофеннской) части пояса устанавливается аналогичная последовательность пород. Так же как и для района Кируны, порфировый комплекс ардвисьяур (Drip, 1935, 1946; Gavelin, Hulling, 1955) в значительной мере оказывается сложенным готскими породами. Позднесвекофеннские граниты ревзунд, адак, шеллефте по возрасту (1785 ± 40) и составу идентичны с гранитами лина-I (Welin e. a., 1971), тогда как раннеорогенная габбро-плагиогранитная серия (граниты йорн) имеет возраст не моложе 1900 млн. лет. Эти же гранитоидные комплексы развиты и в свекофеннском поясе Шеллефте. Догранитный суперкрустальный комплекс, или порфиритовая формация (Offerberg, 1967), характеризуется теми же особенностями, что и комплекс зеленокаменных пород типа кируны, однако в разрезе возрастает роль кислых вулканитов и кварц-полевошпатовых пород лептитового типа, тем самым осуществляется переход к лептит-геллефлинтовой серии пояса Шеллефте.

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЩИТА

Западная часть щита охватывает Южную и Юго-Западную Швецию и Южную Норвегию и в литературе часто именуется областью свеконорвежской (дальсландской) или готской складчатости. Всей западной части щита свойственно доминирующее развитие меридиональных (готских и более поздних) структур. По своему строению она отчетливо подразделяется на восточный и западный регионы, разделенные пермским грабеном Осло. Только в восточной части сохранились более или менее отчетливые реликты доготских образований (см. приложение).

От области свекофеннид Центральной Швеции западная часть щита на всем своем протяжении отделяется меридиональным и северо-западным (в своей северной части) поясом гранитов смоланд — вермланд (см. рис. 6), среди которых сохраняются остатки гнейсов, сланцев и вулканитов свекофеннид, а во внутренних частях пояса содержатся многочисленные включения и полосы молодых кислых вулканитов, генетически связанных с гранитами и несколько предшествующих им. Они имеют широтные (свекофеннские) простирания, хотя их деформация значительно слабее, чем в свекофеннидах, а метаморфизм часто отсутствует.

Западная граница гранитов смоланд — вермланд на значительном протяжении является тектонической, и к ней приурочены многочисленные дайки и мелкие массивы основных пород (габбро, норитов, габбро-диабазов), получившие общее название гиперитов. Тектонический характер границы подчеркивается также мощной (шириной до 15—20 км) зоной рас-

сланцевания и развитием надвигов, полого падающих к востоку. Подобные зоны нарушений развиты и западнее, среди комплекса сильно метаморфизованных, перекристаллизованных и мигматизированных гнейсов, объединяемых под общим названием комплекса доготских гнейсов. Последние образуют широкую полосу также субмеридионального простирания. К западу степень мигматизации и перекристаллизации слабеет, и гнейсы постепенно сменяются вулканогенно-сланцевой толщей пород, объединяемых в серию стура-ле-марстранд. Область распространения пород серии протягивается из окрестностей г. Гетеборга на север в район г. Осло. Как гнейсы, так и породы серии стура-ле-марстранд предположительно коррелируются со свекофеннскими породами или являются более ранними (Geijer, 1963; Хольтедаль, 1957; Bergström, 1963; Berthelsen; Murthy, 1970; Broch, 1926; Gvein, 1967; Larsson, 1956; Lundegardh, 1958). Они отделены резким несогласием (Larsson, 1956) от готских суперкрустальных образований серии Омоль и, хотя в целом подчиняются готскому структурному плану и секутся многочисленными интрузиями гранитов с возрастом от 1740 до 1000 млн. лет, их внутреннее строение крайне сложно. Для гнейсов в особенности характерно развитие изометричных, в том числе куполовидных структур и частая смена простираний пород на фоне сравнительно пологих (до 45°) падений (Geijer, 1963; Magnusson e. a., 1960).

Стратиграфия этих образований остается неясной. Можно только отметить, что массив доготских гнейсов подразделяется на восточную часть, сложенную преобладающе микроклинсодержащими гранитовидными «красными» гнейсами, и западную, где преимущественно развиты плагиоклазовые «серые» гнейсы преобладающе гранодиоритового и диоритового состава с довольно распространенными включениями основных пород. Среди «серых» гнейсов, кроме того, присутствуют немногочисленные остатки слюдистых сланцев, скарнированных карбонатных пород и вулканитов, чаще основного состава. Наоборот, в «красных» гнейсах, особенно вдоль их восточной границы, встречаются отдельные полосы кварцитов. Мощная зона нарушений надвигового типа с падением на запад отделяет область развития «серых» гнейсов от «красных». Степень перекристаллизации и гнейсификации доготских гнейсов к югу и западу от оз. Веперн несколько ослабевает, и вполне однородные «серые» гнейсы переходят в полосчатые гнейсы, а затем в слюдистые кристаллические сланцы с кварцитами и вулканитами серии стура-ле-марстранд.

Западнее грабена Осло со свекофеннскими образованиями могут, по крайней мере частично, сопоставляться глубокометаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации суперкрустальные комплексы Южной Норвегии, с которыми их сближает широкое развитие существенно кварц-полевошпатовых пород с горизонтами амфиболитов, кварцитов, известняков и железных руд. В пользу этого сопоставления свидетельствуют и идентичные определения изотопного возраста в интервале 1760—1820 млн. лет. Однако доминирующая часть датировок находится в интервале 1200—800 млн. лет и реже 1400—1600 млн. лет. Таким образом, основные процессы деформации, метаморфизма и магматической деятельности имели место во время готского и дальсландского циклов (Broch, 1964; Brueckner, 1972; Neumann, 1960; O'Nions, Baadsgaard, 1971; O'Nions, Heier, 1972; O'Nions e. a., 1969; Pedersen, 1973; Priem e. a., 1973; Versteeve, 1975; и др.). Эти образования будут рассмотрены ниже.

* *
*

Процессы свекофенно-карельского тектонического цикла проявились на всей территории щита. Они в значительной мере, а на обширных территориях щита полностью, определили особенности его современного строения. Вместе с тем при общей длительности цикла почти в миллиард лет,

наиболее интенсивная складчатость, метаморфизм и процессы гранитообразования проявились в разных частях щита в разное время. В области свекофеннид и в карелидах Лапландской зоны эти процессы датируются интервалом от 1800 до 2000 млн. лет. Их проявление свидетельствует о том, что современный срез коры в это время был погружен на несколько километров. Погружение захватило и территорию, запятую современным Беломорским массивом, где образовалась мощная формация слюдоносных пегматитов.

В это время территории Фенно-Карельского поднятия, Кольской и Карельской зон карелид были подняты, и на эродированной поверхности раннекарельских и докарельских образований отлагались терригенные континентальные толщи среднепротерозойского (ятулийского) времени. Между 1800 и 1900 млн. лет и в области свекофеннид значительные участки испытали орогенное поднятие и дали начало отложению континентальных терригенных комплексов на этой территории.

Прослеживание и сопоставление разрезов различных структурных единиц осложняется их неравномерной изученностью и пространственной изолированностью, воздействием наложенных процессов, иногда специфическими чертами. Вместе с тем в настоящее время вполне очевидна возможность сквозной возрастной корреляции и создания единой шкалы структурно-вещественных комплексов.

В восточной части щита отчетливо обособляются досвекофенно-карельские образования с двухъярусным строением. Верхний ярус имеет следующие особенности: а) трансгрессивное строение разреза с реликтами базальных, кварц-полевошпатовых глиноземистых пород, а местами и кварцитов в основании; б) смена базальных терригенных образований мощной толщей основных вулканитов; в) наличие покровной, метаосадочной толщи, отделенной перерывом по крайней мере от вулканогенных пород и сложной ассоциацией слюдистых сланцев, графитистых, тальковых и карбонатных пород и пород железисто-кремнистой формации; г) если не повсеместное, то широкое площадное распространение в удаленных друг от друга районах пород более молодой спилито-диабазовой и гипербазитовой формаций; е) наиболее молодые образования — кислые гипабиссальные интрузии и вулканиты, представленные как существенно натровыми (плагиопорфиры, гелефлинты), так и калинатровыми разновидностями (кварцевые порфиры, калиевые геллефлинты). Наиболее древние кислые вулканиты датируются 2,3—2,4 млрд. лет, хотя среди них, вероятно, присутствуют и породы, возраст которых близок к 2,0—2,2 млрд. лет. Эти породы, таким образом, относятся уже к свекофенно-карельским образованиям.

Подобное же строение свойственно и нижним частям разрезов суперкрустальных образований в зоне свекофеннид и в карелидах Лапландии. Основные отличия сводятся к следующему. Основание разреза, т. е. нижний ярус досвекофенно-карельских образований, как правило, не сохраняется. Полностью переплавленный и частью перемещенный субстрат выступает как группа приморогенных изверженных пород габбро-плагиогранитных серий, образующих разнопорядковые антиклинальплутоны. Часть приморогенных интрузий образовалась также за счет реоморфизма пород второго структурного яруса.

Породы покровной толщи, сохраняющие ассоциацию известняков, графитистых сланцев и железисто-кремнистых пород, перекрываются мощной терригенной флишоидной толщей, местами с хорошо сохранившимися следами перерыва в осадконакоплении и даже несогласия. Впрочем, это свойственно лишь области свекофеннид, тогда как в отдельных районах Лапландии, особенно в ее центральной и восточной частях, возможно, присутствуют не только гипербазиты, но и породы спилито-диабазовой формации, подстилающие терригенную толщу.

Другие отличия носят количественный характер. К ним относится значительно бо́льшая роль кислых вулканитов и аренитовых осадков

в нижней части разреза, известняков и графитистых сланцев в покровной толще при угнетенном характере железисто-кремнистых формаций, а также не столь резкая смена одних типов пород другими.

Вместе с тем в восточных районах области свекофеннид сохраняются как геологические, так и радиологические свидетельства наличия пород нижнего (гранито-гнейсового) структурного яруса, трансгрессивного строения разреза верхнего структурного яруса и его досвекофенно-карельского возраста. Поскольку суперкрустальные образования почти непрерывно прослеживаются на обширных территориях области свекофеннид и едины с точки зрения осадочной, метаморфической, структурной и магматической эволюции, можно заключить, что в центральной части Балтийского щита образования верхнего структурного яруса досвекофенно-карелид распространены не менее широко, чем в восточной его части.

Наиболее яркое отличие досвекофенно-карельских образований восточной части щита, включая область Фенно-Карельского поднятия, от коррелируемых с ними «лептитовых» толщ области свекофеннид, заключается в том, что первые характеризуются самостоятельной группой тектонических структур и особенно периодом регионального метаморфизма, тогда как вторые в структурном отношении и по степени метаморфизма однотипны со свекофенно-карельскими флишевыми толщами. Их первоначальные особенности в этом отношении либо сильно замаскированы, как в Восточно-Финляндской зоне, либо уничтожены наложенными свекофенно-карельскими процессами. Соответственно этому изотопные возрасты обычно имеют свекофенно-карельские и изредка промежуточные значения.

Подобным же образом может быть проведена приблизительная возрастная корреляция пород, образующих доятулийский сумийско-сариолийский комплекс в Карельской АССР, с породами, перекрывающими слюдистые сланцы флишевых толщ в области свекофеннид. И те и другие начинаются с кислых вулканитов (эффузивов, брекчий и туфов), нередко с корой выветривания и базальными образованиями в основании, и сменяются вверх толщами основных вулканитов (диабазов и спилитов), а затем полимиктовыми и гранитными конгломератами, туфогенными сланцами и аркозами. Из этой корреляции следует, что времени накопления флишевых толщ в области свекофеннид отвечает в восточной части щита преобладание наземно-континентальных условий и кислого вулканизма. Появление подобных же пород в качестве включений в нижней части разреза флишевых толщ в области свекофеннид, по-видимому, свидетельствует о том, что подобные условия в начале свекофенно-карельского развития были свойственны и этой территории, но на рубеже 2,5 млрд. лет они быстро сменились мощным осадконакоплением миогеосинклинального типа, тогда как в восточной части щита продолжали существовать и дальше.

Главная складчатость в области свекофеннид несет явные признаки относительно малоглубинного процесса: крупные простые складки, развитие надвигов, холодные контакты приморогенных интрузий, метаморфизм низких давлений. В возрастном отношении (1960—1750 млн. лет) она соответствует тектоническим движениям среднепротерозойского шуйского (кондопожского) периода в Карельской зоне карелид и на Фенно-Карельском поднятии. Однако вне области свекофеннид отчетливо устанавливается наложенный и вместе с тем унаследованный характер ятулийских структур по отношению к более древним структурам выделяемой доятулийской раннеселецкой фазы, скорее всего отвечающей времени накопления флишевых толщ в области свекофеннид. По своим характеристикам эти структуры сопоставимы с преобладающими свекофеннскими структурами: выдержанные западо-северо-западные направления, развитие надвигов и пологие погружения шарниров. К началу ятулийского осадконакопления они, однако, были эродированы до зоны магматизации. Таким образом, существование наземно-континентальных условий обеспечивалось общим поднятием территории.

Особый интерес представляет формационное сходство верхнего яруса досвекофенно-карельских образований с ятулийскими толщами. И те и другие характеризуются в своей верхней части развитием железистой карбонатно-углистой формации, которая сменяется офиолитовой серией из ассоциации основных вулканитов с гипербазитами. Правда, следует подчеркнуть, что в досвекофенно-карельской последовательности углеродистые породы (известняки и графитистые сланцы) сменяются железистыми, тогда как в ятулии общая смена пород обратная. Тем не менее это сходство осадочных и изверженных формаций, дополняемое аналогичным положением в общей последовательности событий тектоно-магматического цикла, заставляет сделать вывод о весьма вероятной близости геотектонических условий формирования. Иными словами, железисто-кремнистые формации раннего докембрия на Балтийском щите (3000—2700 млн. лет) скорее всего документируют платформенный этап досвекофенно-карельского цикла подобно ятулийским породам конца свекофенно-карельского цикла (2000—1800 млн. лет), а отнюдь не начальную стадию геосинклинального погружения, как принято думать до сих пор.

Готиды

К готскому циклу относятся геологические образования с возрастом от 1750 до 1200 млн. лет, т. е. соответствующие нижнему и среднему рифею Урала, Тимана и Русской платформы.

Наиболее полный набор суперкрустальных и изверженных серий раннеготского времени (до 1500 млн. лет) представлен на территории Швеции. Основанием для их выделения в особый цикл послужили следующие факты: во всех районах своего развития раннеготские образования начинаются суперкрустальными сериями, резко несогласно перекрывающими различные образования свекофеннид. В разрезе этих образований терригенные осадки сменяются толщами кислых вулканитов, которые представляют собой эффузивную фацию ранней габбро-плагиогранитной изверженной серии. Далее следует серия нормальных калинатровых, а затем калиевых гранитов. Таким образом, эволюция осадконакопления и магматизма повторяет характерные особенности эволюции свекофеннид.

Из приложения и табл. 3 видно, что в Швеции выделяются две области развития раннеготских образований. Первая приурочена к области свекофеннид в Южной Швеции. Вторая располагается в Северной Швеции и территориально совпадает с областью карелид Лапландии в провинциях Норботтен и Северный Норботтен. Радиологические исследования последнего десятилетия решающим образом повлияли на выделение готид в Северной Швеции, хотя они, в сущности, лишь подтвердили справедливость сравнительного анализа Х. Баклунда (1936), который доказывал одновозрастность готид Южной и карелид Северной Швеции, объединив их в один гото-карельский цикл.

Готиды Южной Швеции

В Юго-Западной Швеции разрез готских образований начинается конгломератами, аркозами и песчаниками, объединяемыми в осадочную серию омоль. Они перекрываются наземно-вулканическим комплексом омоль, состоящим из кварцевых порфиров, дацитов, туфов и агломератов с подчиненными андезитами. Более молоды породы габбро-плагиогранитной серии омоль, образующие обычно пологопадающие пластинообразные тела меридионального направления. Граниты аским и фролюнда в Юго-Восточной Норвегии являются аналогами гранитов омоль. К собственно гранитной серии относятся существенно микроклиновые граниты кроппьефьель.

Восточнее области развития пород серии омоль, как отмечалось выше, располагается мощный пояс гранитов смоланд — вермланд. Время последних фаз их становления датируется 1745 млн. лет (Åberg, 1972; Welin, Blomqvist, 1966; Welin e. a., 1966). Среди них наиболее ранними являются серые существенно плагиоклазовые векше-граниты в Смоланде; петрографически близки к ним граниты кристинехамн на севере в Вермланде. Молодые готские граниты представлены существенно микроклиновыми, обычно красными, иногда рапакивиподобными овоидными гранитами (красные векше-граниты, граниты филипстад в Вермланде и граниты карлсхамн и спинкамола в прибрежной зоне). Для пород готской гранитной серии характерно, что петрохимически они принадлежат к кварцмонцонитовой серии и эволюция их составов идет в направлении к кварцевым сиенитам. Эти же черты, но в более яркой форме, свойственны и готским изверженным породам Лапландии. В гранитах смоланд — вермланд более обычны, чем в изверженной серии омоль, черты близповерхностной кристаллизации — краевые порфировые фации и переходы в эффузивы.

Как и в Южной Швеции, готские образования в северо-западной части Центральной Швеции начинаются мощным комплексом существенно кислых вулканитов, объединяемых под общим названием дала-порфиров с минимальным возрастом 1650 млн. лет, установленным для их верхней толщи (Lundqvist, 1968; Welin, Lundqvist, 1970). Более молодые изверженные породы представлены гранитами ратан, герберг, сильян, ярна, из которых граниты ратан и ярна, слагающие крупные батолиты, являются, по-видимому, более ранними. Для гранитов ярна свойственны роговая обманка и пироксен, тогда как граниты ратан и герберг приближаются к рапакиви. Хотя среди гранитов ярна и ратан преобладают слабопорфировидные средне- и крупнозернистые разности, для комплекса гранитов дала очень характерны гранофиры, гранит-порфиры, сложенные кварцем и микроклином с небольшим количеством темноцветных.

Резюмируя, можно заключить, что раннеготские образования в Южной Швеции представлены наземной вулкано-плутонической ассоциацией. Имеющиеся данные свидетельствуют, что в северо-восточном направлении в целом возраст пород становится моложе. При этом исчезает ранняя габбро-плагиогранитная серия, породы гранитной серии приобретают ярче выраженный близповерхностный характер и в их химизме резче проявляется общая сиенитовая специализация. Одновременно ранние массивы гранитной серии становятся рапакивиподобными.

К более молодым, чем вулкано-плутонические формации, готским образованиям относится интрузивный комплекс гиперитов, представленный мощной дайковой серией диабазов, габбро и норитов (Geijer, 1963; Asklund, 1950; Magnusson, 1929; Magnusson e. a., 1960). Породы этого комплекса развиты главным образом в Юго-Западной Швеции и Юго-Восточной Норвегии, где приурочены к меридиональным тектоническим зонам, рассекающим доготские гнейсы. Радиологические данные (Лобач-Жученко и др., 1972) дают широкий разброс значений. С геологической точки зрения, учитывая структурную приуроченность гиперитов их высокий метаморфизм, находящийся в контрасте с подобными характеристиками иотнийских рапакиви-гранитов и суперкрустальных серий дальсландия, возраст гиперитов может быть оценен примерно в 1500 млн. лет, что соответствует возрасту основных тектонических движений готского цикла и в Северной Швеции.

Конец готского цикла знаменуется периодом стабилизации и формированием коры выветривания на гранитах и порфирах. Выветриванию подверглись и граниты-рапакиви, которые в Швеции ранее относились к иотнию (Högbom, 1909, 1910; Kornfält, 1969). По этой причине шведские рапакиви должны относиться к образованиям, завершающим готский цикл. Граниты-рапакиви образуют несколько массивов в Центральной Швеции среди свекофеннских образований. Отличительная черта

крупных многофазных плутонов Рагунда и Нордрингре — тесная ассоциация гранитов с более ранними основными породами (габбро, лабрадоритами и анортозитами) и наличие промежуточных сиенитовых и монцонитовых разновидностей. Возраст рапакиви (около 1300 млн. лет) показывает время позднеготской стабилизации. Соответствующие субкрустальные комплексы развиты в области свекофеннид Финляндии, где они представлены континентальными красноцветными песчаниками и более молодыми габбро-диабазами грабенов Мухос и Сатакунта (Kahma, 1951; Laitakari, 1925; Simonen, Kouvo, 1955; Вяюрюнен, 1959; Эскола, 1967) с возрастом около 1300 млн. лет.

Готиды Северной Швеции

Как и в Южной Швеции, готские образования несогласно с конгломератами в основании залегают на свекофеннских породах и в том числе на позднекинематических гранитах и представлены наземными вулканоплутоническими комплексами (рис. 8).

Южная граница распространения готских образований Северной Швеции проходит по северной половине геосинклинали Центрального Норланда (см. рис. 6). Здесь конгломераты ледфат (Offerberg, 1959) в основании готских пород залегают на позднесвекофеннских гранитах ревзунд и выше сменяются порфировой серией дцобблон с возрастом 1725 млн. лет (Welin e. a., 1971). Порфиры дцобблон представлены преимущественно риолитами и кварцевыми порфирами, их туфами и аггломератами (игнимбритами).

Севернее в поясе Шеллефте и по его северо-восточной границе формационным аналогом порфиров дцобблон являются порфиры арвидсяур, ранее считавшиеся свекофеннскими (Gavelin, Grip, 1946; Gavelin, Kulling, 1955; Grip, 1935, 1946), еще далее к северо-востоку развиты порфиры каска-тьоурак с возрастом 1625 млн. лет (Welin e. a., 1971) и, наконец, порфиры кируна с возрастом около 1600 млн. лет. В районах, располагающихся к востоку и юго-востоку от Кируны, порфирам Кируны аналогичны образования, выделяемые под названием порфировой группы. Таким образом, судя по имеющимся радиологическим данным, возраст порфировой серии к северу постепенно понижается подобно тому, как это имеет место в Южной Швеции.

С другой стороны, если порфиры дцобблон представляют собой производные нормальной магмы, то в северных районах все большую роль играют щелочные и сиенитовые типы. Особенно ярко эти особенности проявляются в Северном Норботтене, в порфирах Кируны и в порфировой группе более восточных районов, где наряду с риолитами, дацитами, кварцевыми и плагиопорфирами с четко проявленным монцонитовым химизмом широко распространены трахиты и сиенит-порфиры (Eriksson, Hallgren, 1975; Offerberg, 1967; Padget, 1970; Witschard, 1970, 1975). Общей чертой вулканитов Северного Норботтена является также высокое содержание апатита и магнетита. К югу от Кируны в разрезе порфировой группы намечается отчетливая дифференциация пород со сменой основных вулканитов кислыми (Witschard, 1975).

Еще далее к югу в районе г. Лулео основные вулканиты становятся преобладающими в разрезе выделяемой здесь серии (формации) белинге (Ahman, 1953).

На порфирах кируны с перерывом и конгломератами в основании залегает толща зеленых сланцев пайттасярви, содержащих горизонты железных руд и известняков (Offerberg, 1967). Еще более молоды кварцито-песчаниковые толщи комплекса верхнее хауки или формации вакко, в основании которых установлена кора выветривания и полимиктовые конгломераты. Стратиграфическим и формационным аналогом формации вакко

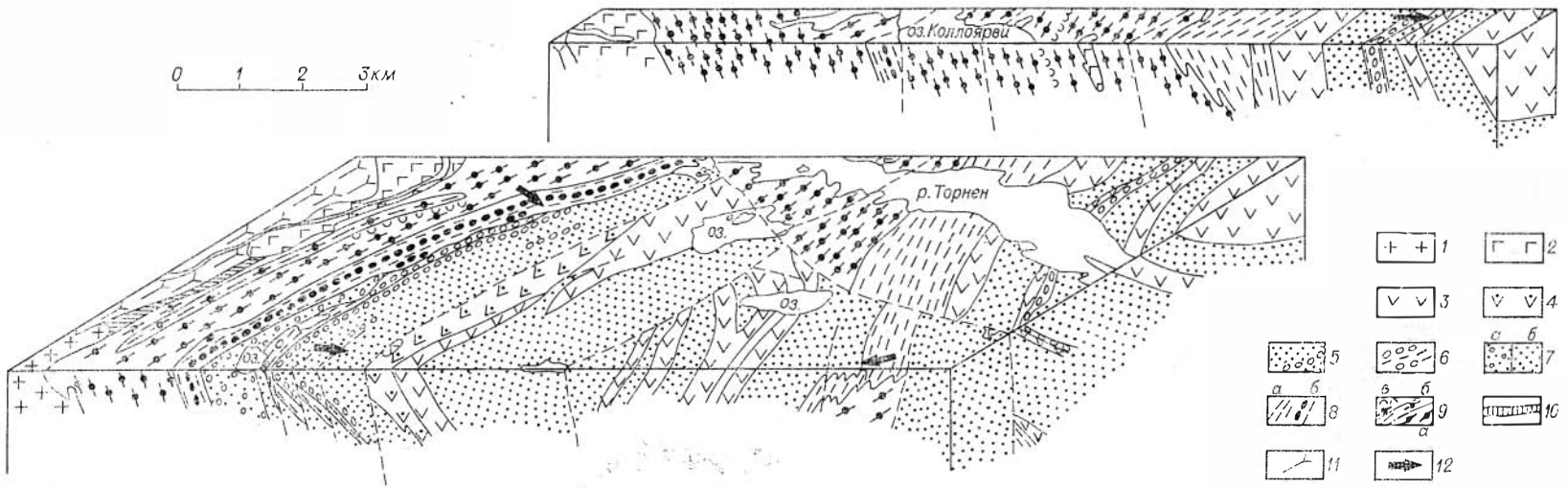


Рис. 8. Блок-диаграмма геологического строения северной части района месторождения Кируна (Offenberg, 1967).

1 — мигматит — гранит. *2* — габбро. Готский комплекс: *3* — темные сиенит-порфиры и андезитовые порфириты; *4* — андезитовые и диабазовые зеленокаменные породы; *5* — конгломераты и кварциты с горизонтами филлитов (комплекс Верхние Хаукивари или формация Вакко); *6* — конгломераты, песчаники и сланцы среди порфиров; *7* — сиенит-порфиры (*а*) и риолиты (*б*); *8* — конгломераты Кируваара (*а*) и сланцы с включениями основных пород (*б*). Свекофеннский комплекс: *9* — зеленокаменные породы типа Кируны (*а*) с прослоями туфов (*б*), местами с подушечным строением (*в*); *10* — гранитные конгломераты и осадочные брекчии, частью обогащенные карбонатом; *11* — древние гнейсо-граниты. *12* — направление кровли пластов по косой и ритмичной слоистости.

к северо-западу от Кируны являются породы серии снавва-съефоль, а к востоку—кварцитовые толщи групп рисаваара (Padget, 1970) и маттаваара (Eriksson, Hallgren, 1975). В поясе Шеллефте и Центральном Норрланде терригенные образования, более молодые, чем порфировая серия, пока не установлены. Здесь широко распространены интрузии гранитоидов, известные под названием гранитов эдефорс, сурселе и адак *. Типичные готские граниты сурселе имеют возраст 1625 млн. лет (Welin e. a., 1971), т. е. отделены от порфиров дцобблон интервалом в 100 млн. лет. По своему химизму они отвечают кварцевым монцонитам и переходят в гранит-порфиры в краевых фациях. Граниты эдефорс по составу и химизму аналогичны комплексу пертитовых гранитоидов Северного Норботтена и, возможно, одновозрастны с ними.

Комплекс пертитовых гранитоидов моложе всех суперкрустальных образований готид Северного Норботтена. По составу они изменяются от кварцевых до пироксеновых монцонитов и лишь наиболее поздние деривaты отвечают нормальным гранитам. Они явно комагматичны породам порфировой группы, хотя по изотопным определениям и отделены от них интервалом около 40 млн. лет. Крупнозернистые мясо-красные или пестрые существенно микроклиновые лейкократовые граниты лина-II являются наиболее поздним дериватом изверженной серии и сопровождаются пегматитами и контактовой магматизацией.

Пертитовым гранитам несколько предшествуют дайки и массивы магнетитовых габбро, также имеющие своих комагматов среди основных вулканитов порфировой группы.

С комплексом пертитовых гранитов связан второй (скарновый) этап формирования железорудных месторождений, давший основную массу богатых, природно легированных руд района Кируны.

Возрастной интервал между формированием эффузивных (1600 млн. лет) и интрузивных (1560 млн. лет) пород готского комплекса отвечает времени основной складчатости меридионального и северо-восточного направления с преобладающей восточной вергентностью. Более поздняя (постгранитная) деформация выразилась формированием складок, местами довольно сжатых, но главным образом разломов северо-западного направления с приуроченными к ним дайками габбро-диабазов. Эти особенности сближают поздние структуры с нотнийскими (дальсландскими) структурами Центральной Швеции и Даларны.

Другие районы щита

За исключением Южной Норвегии, где готские и особенно раннеготские образования, возможно, распространены не менее широко, чем в Южной Швеции, хотя их первоначальная природа и взаимоотношения с другими комплексами сильно замаскированы более поздними процессами свеконорвежской (дальсландской) регенерации, в остальной части щита образования готид развиты лишь спорадически и в возрастном отношении отвечают второй половине цикла, т. е. моложе 1400 млн. лет.

В Карелии к ним относятся маломощные (100—150 м) образования салминской свиты из конгломератов, гравелитов, песчаников и вулканитов среднего состава, залегающие в грабенообразном опускании на гранитах-рапакиви восточного берега Ладожского озера (Кайряк, Хазов, 1967; Шуркин, 1968). На западном берегу озера их аналогом являются

---

* Недавно было показано (Helfrich, 1971), что часть гранитов, ранее относимых к гранитам сурселе, образует типичные диапир-плутоны и древнее позднесвекофеннских гранитов ревзунд, но моложе раннеорогенных гранитов йорн. То же самое относится и к большей части гранитов адак, типичных мигматит-гранитов, сопоставимых с позднесвекофеннскими гранитами лина-I.

породы приозерской свиты, где в разрезе преобладают более сортированные осадки. Широко известные классические граниты-рапакиви Салминского и Выборгского массивов (Великославинский, 1953; Свириденко, 1967, 1968) по своему радиологическому возрасту (1650—1690 млн. лет) также могут рассматриваться как готские образования, хотя по геологическим данным они скорее характеризуют эпоху постсвекофеннской стабилизации.

Ко второй половине готского цикла или к нижнему — среднему рифею относятся песчаниковые толщи Терского берега Белого моря. С ними коррелируются подобные же породы, обнажающиеся на противоположном, Онежском, берегу моря. И те и другие выходят в бортах раннерифейского Кандалакшского грабена. К разломам этого возраста приурочена дайковая серия щелочных пород основного и ультраосновного состава, возрастными аналогами которых являются щелочные породы, развитые на островах Ботнического залива (Högbom, 1909).

Наконец, процессы готской деформации, рассланцевания и, возможно, низко- и среднетемпературного метаморфизма могли проявиться в Восточно-Карельской зоне карелид. Об этом свидетельствуют многочисленные K-Ar датировки слюд и амфиболов из различных пород, отвечающие интервалу 1500—1700 млн. лет (Дюков, Карпинская, 1971). В тектоническом отношении они отвечают эпохе складчатых деформаций отложений молодой ятулийской платформы, в связи с чем они смяты здесь значительно слабее, чем в других районах Карелии. Имеются указания, что широко проявленный в Восточной Карелии амфиболовый порфиробластез накладывается и на переходы ятулия (Робонен, Коросов, 1974).

Дальсландские образования

Центральная, Южная Швеция и Юго-Восточная Норвегия

Возрастным рамкам дальсландского цикла (1200—850 млн. лет) в западной части Балтийского щита отвечают образования терригенных красноцветных пород области свекофеннид и готид Швеции, процессы регионального метаморфизма и магматической деятельностью в Южной Норвегии, а также (по крайней мере, частично) накопление мощных терригенных толщ спарагмитовой формации. По возрасту дальсландию отвечают мощные карбонатно-терригенные толщи п-овов Варангер (Хольтедаль, 1957; Siedlecka, 1973) в Норвегии, Рыбачий и Средний и о. Кильдин в СССР (Геология СССР, т. XXVII, 1958). Однако тектонически они, как и спарагмитовая формация, являются частью каледонских структур и, следовательно, к образованиям щита не принадлежат. Поэтому ниже рассматриваются лишь дислокации западной части щита, включающие также иотнийские образования Центральной Швеции.

Для Центральной Швеции характерно исключительное развитие слабодислоцированных и обычно почти не метаморфизованных терригенных континентальных красноцветных дельтовых и потоковых кварцито-песчаниковых толщ, издавна получивших название иотнийских. Они сохранились в разных частях области свекофеннид. Наиболее северным является район г. Нордрингре, где иотнийские красноцветные породы мощностью всего 60 м с корой выветривания в основании залегают на рапакиви и перекрываются пластовой интрузией диабазов (Högbom, 1910). Более обширная площадь распространения иотния протягивается от г. Евле на запад в район г. Сандвикен. Однако наиболее полный разрез иотния свойствен северо-западной части Центральной Швеции. Здесь иотнийские песчаники и кварциты слагают западную и центральную часть обширного мульдообразного готского прогиба, перекрывая несогласно с корой выветривания готские (субиотнийские) дала-порфиры. Иотнийские песчаники дала общей мощностью 600—800 м содержат два горизонта эффузивных диабазов

и прорываются оливинсодержащими долеритами и диабазами осбю. Последние отчетливо приурочены к системе постиотнийских расколов от северо-западного до широтного направления и в дайковой фации обнаруживаются практически повсеместно в свекофеннидах Швеции. С ними, повидимому, могут коррелироваться также отмеченные выше постготские дайки диабазов и габбро в Лапландской зоне (Witschard, 1975).

В Юго-Восточной Швеции с иотнийскими породами Центральной Швеции сопоставляется формация альмесокра, развитая к юго-востоку от южного конца оз. Веттерн. Как и породы иотния, она сложена красноцветными кварцитами и песчаниками, но содержащими кроме горизонтов конгломератов, глинистых сланцев и силлов или пластов эффузивных диабазов также прослои известняков. Другое отличие заключается в заметной складчатости пород (складки открытого типа) вдоль меридиональных направлений (Gavelin, 1931).

В Юго-Западной Швеции вдоль западного берега оз. Венерн обширная площадь занята породами серии даль, давшими название циклу. Серия даль общей мощностью свыше 2000 м подразделяется на две серии: каппебо и собственно серию даль. Породы каппебо с резким несогласием залегают на готском комплексе омоль и состоят из конгломератов, песчаников, кварцитов, к нижней части разреза которых приурочены кислые вулканиты (риолиты). Серия даль с небольшим несогласием перекрывает серию каппебо, имея в основании аркозы и конгломераты, которые затем сменяются мощной толщей кварцито-песчаников и кварцитов с двумя горизонтами сланцев и битуминозных известняков и тремя — спилитовых диабазов (Geijer, 1963). Как и породы формации альмесокра, серия даль претерпела значительную деформацию с образованием довольно сжатых складок и надвигов меридионального направления. В северном направлении возрастает степень метаморфизма, и глинистые сланцы переходят в слюдистые сланцы (Larsson, 1956).

Таким образом, в западном направлении возрастает мощность терригенных отложений, непосредственно перекрывающих готские породы, появляются известняки и сланцы, а в основании серии даль и кислые вулканиты. Одновременно возрастает степень деформации, повторяющей готские меридиональные направления. Самые западные образования серии даль частью испытали и региональный метаморфизм. Наконец, они секутся гранитами и пегматитами, относящимися к гранитной серии бохус-эстфоль (Geijer, 1963; Asklund, 1950), формирование которой датируется в интервале 1025—930 млн. лет. Граниты бохус-эстфоль также подчинены меридиональным структурам. Крупнейший массив гранитов бохус, ограничивающий с запада породы серии стура-ле-марстранд, представляет собой лополит, погружающийся на западо-юго-запад. Граниты бохус формировались под влиянием процессов, которые в это время происходили в Южной Норвегии, западнее грабена Осло, когда эта территория была погружена в область *PT*-условий гранулитовой и высоких ступеней амфиболитовой фаций.

Южная Норвегия

Данные о строении докембрия Южной Норвегии, где широко развиты глубокометаморфизованные суперкрустальные и специфические изверженные комплексы пород, приводимые в сводках У. Хольтедаля (1957) и в последующие годы значительно пополнились благодаря новым геологическим, петрологическим и радиологическим исследованиям, охватившим как прибрежные, так и внутренние районы страны, особенно в восточном Телемарке (Avila Martins, 1969; Barth, 1969; Broch, 1964; Brueckner, 1972; Bryhni, 1966; Bugge, 1965; Burrel, 1966; Christie e. a., 1965; Cramez, 1969; Dietrich, 1960; Elders, 1963; Elliott, 1966; Elliot, Morton, 1965; Falkum, 1966;

Heier e. a., 1972; Hermans e. a., 1975; Michot, 1961; Michot, 1970; J. Michot, P. Michot, 1970; Michot, Pasteels, 1968, 1972; Middlemost, 1968; Mitschell, 1967; Morton e. a., 1970; Neumann, 1960; Nilssen, Smithson, 1965; O'Nions, Baadsgaard, 1971; O'Nions, Heier, 1972; O'Nions e. a., 1969; Pasteels e. a., 1970; Priem e. a., 1970, 1973; Smithson, 1963a, b; Smithson, Barth, 1967; SØrbye, 1964; Starmer, 1972a, b; Stout, 1972; Sylvester, 1964; Tobi, 1965; Touret, 1967, 1968, 1971; Venugopal, 1970a, b; Versteeve, 1975). Суммируя результаты этих исследований, общую картину строения территории можно охарактеризовать следующим образом (см. приложение).

В структурном отношении докембрий Южной Норвегии можно подразделить на три области: юго-восточную, ограниченную на севере примерно 69° с. ш., на западе меридианом г. Кристиансанд, на юге и юго-востоке побережьем пролива Скагеррак и на востоке кембро-силуром грабена Осло; юго-западную, вытянутую вдоль юго-западного побережья Норвегии и располагающуюся к западу и юго-западу от линии, соединяющей мыс Линнесне (крайняя южная точка Норвегии) с г. Ставангер; центральную, располагающуюся между первыми двумя областями. Первая область примерно соответствует зоне, или району, Бамбле, хотя значительно шире ее, вторая — области Ругаланд, а третья — области Телемарк. Нужно заметить также, что граница юго-западной области принята предположительно ввиду пока еще недостаточной изученности северо-восточных районов Ругаланда. Вполне вероятно, что она является меридиональной, протягиваясь от Фарсуна на север (Hermans e. a., 1975).

Отличительная черта юго-восточной области — общее восток-северо-восточное простирание тектонических структур. Область подразделяется на две зоны: внутреннюю северо-западную и прибрежную северо-восточную, или собственно зону Бамбле. Один и тот же комплекс сильнометаморфизованных и магматизированных пород слагает обе зоны и подвержен одним и тем же процессам магматической деятельности и регионального метаморфизма, пик которого падает на 1000—1100 млн. лет. Тем не менее существуют и заметные различия в проявлении этих процессов, обусловившие наличие специфических черт в каждой из зон и существование резкой границы между ними.

Среди суперкрустальных образований, по-видимому, преобладают кварц-полевошпатовые породы (лептиты) и слюдистые кристаллические сланцы, которым подчинены сохранившиеся при ультраметаморфизме выдержанные горизонты кварцитов, графитистых и карбонатных пород и глиноземистых сланцев, превращенных в гнейсы с силлиманитом, кордиеритом и гранатом. Остатки кварцитов и карбонатных скарнированных пород особенно распространены в зоне Бамбле. В обеих зонах магматизации существуют согласные секущие интрузии оливиновых, амфиболизированных габбро и норитов (гиперитов).

Наиболее существенное различие между этими зонами состоит, однако, в том, что северо-западной зоне свойствен, во-первых, «глубинный» стиль деформации из мозаики слабо удлиненных магматитовых куполов с пологими падениями полосчатости гнейсов и широкими вариациями простирания и направления падения пород, во-вторых, отсутствие, во всяком случае заметного, развития ассоциаций гранулитовой фации. К югу, в сторону зоны Бамбле, степень метаморфизма повышается, и этой зоне, особенно районам побережья, свойственно широкое развитие гранулитовых ассоциаций с превращением магматитов (гранито-, диорито-гнейсов) в чарнокитовые и эндербитовые гнейсы, а амфиболитов — в метаморфические нориты. Тектонические структуры в зоне Бамбле резко линейны, полосчатость почти неизменно падает на юго-восток, а шарниры продольных складок погружаются на восток. Зона Бамбле отделяется от северо-западной зоны региональным разломом (зоной большой брекчии по А. Бугге), к которому приурочены интрузии основных пород, зоны диафторитов и системы сбросов Кристиансанд — Порсгрун, захватывающие и кембросилур.

Вдоль зоны Бамбле степень метаморфизма закономерно растет вместе с воздыманием структур на юго-запад, так что первоначальные черты суперкрустальных образований лучше сохранились в северо-восточном секторе, для которого особенно характерны процессы поздне- и постметаморфической скаполитизации, образование апатитовых жил, а затем формирование альбититов. Центральный сектор между Рисером и Гримстадом представляет собой область типичного развития метаморфической норит-чарнокитовой серии гранулитовой фации, а в юго-западном наиболее полно и интенсивно проявились процессы гранитизации и ультраметаморфизма. Здесь же располагаются массивы Херафосс и Гримстад, сложенные посттектоническими гранитами и кварцевыми монцонитами.

Строение юго-западной области во многих отношениях сходно со строением юго-восточной. Вдоль морского побережья располагаются крупные дифференцированные интрузии норит-мангерит-анортозитового комплекса и несколько более молодые — монцонит-щелочногранитного (фарсундитового). Они залегают среди глубокометаморфизованных в условиях гранулитовой фации образований чарнокит-мигматитовой серии. Останцы слабее метаморфизованных пород представлены биотит-гранатовыми гнейсами с кордиеритом, силлиманитом, шпинелью и сапфирином. Изредка встречаются маломощные горизонты кварцитов, ассоциирующихся с флогопит-форстеритовыми и диопсидовыми породами. Состав чарнокит-мигматитов колеблется от лейкократовых норитов до эндербитов. С породами серии ассоциируют ранне- или дометаморфические согласные интрузии пироксеновых и фаялитовых сиенитов.

Тектоническое строение серии определяется мозаикой пологих мигматитовых куполов, обрамленных петлевидными синклиналями. Ранние структуры, однако, заметно удлинены в северо-западном направлении и позднее испытали наложенную субширотную складчатость. По удалении от побережья несколько возрастает изометричность ранних купольных структур, но степень метаморфизма падает, так что граница гранулитовой ассоциации протягивается в северо-западном направлении вдоль побережья на расстоянии 20—40 км от него. Петельчато-куполовидный характер тектонических структур сохраняется и в зоне амфиболитовой фации.

Центральная область со свойственными ей меридиональными структурами, в той или иной мере испытавшими наложенную субширотную складчатость, занимает большую часть Южной Норвегии. Взаимоотношения меридиональных структур со структурами двух предшествующих областей установлены пока лишь в южной части области (Barth e. a., 1960; Hermans e. a., 1975). В обоих случаях меридиональные структуры являются более молодыми, чем структуры гнейсовых куполов. Для области меридиональных структур характерен резко линейный тип складчатости. Он присущ породам амфиболитовой фации метаморфизма в южных и северных районах. В Центральном Телемарке и восточных районах области, где развиты слабометаморфизованные серии комплекса телемарк и формации конгсберг, наблюдается переход в более открытые, но сильно опрокинутые на запад складки.

Комплекс телемарк, расчленяющийся на три несогласные серии (Dons, 1960), залегает на реоморфизованном гнейсо-гранитном основании и характеризуется развитием опрокинутых на запад меридиональных складок. Они полнее всего выражены в участках слабого метаморфизма в нижней вулканогенной серии рыокан. В более молодой диабазо-кварцитовой серии сельюр меридиональные складки открытые и ассоциируются с наложенными тоже открытыми, широтными структурами.

С ростом степени метаморфизма в южных районах Центрального Телемарка в изоклинальные меридиональные складки собраны и породы самой молодой серии бандак; одновременно резко возрастает интенсивность наложенных западо-северо-западных и широтных структур.

Вследствие этого какие-либо различия в характере структур и степени метаморфизма между отдельными сериями комплекса Телемарк и породами основания исчезают.

В восточной части области развития меридиональных структур располагается район Конгсберг, который обычно включается в единую зону Бамбле-Конгсберг, разорванную на две части грабеном Осло (J. Bugge, 1943). Сравнительно слабо метаморфизованные суперкрустальные вулканогенные породы этого района отделены согласной зоной разломов от развитых западнее кварцитов серии сельюр, лептит-порфиров серии рьюкан и секущих их гранитов, но по характеру разреза и составу пород вполне сопоставлены с серией рьюкан.

Суммируя данные геологических и радиологических исследований в развитии докембрия Южной Норвегии, можно выделить три главных этапа.

Первый этап характеризовался отложением ныне глубокометаморфизованной серии, в составе которой широко развиты лептиты, глиноземистые породы, ассоциирующие с горизонтами кварцитов, графитистых и карбонатных пород. Современная структура там, где она относительно слабо изменена наложенными деформациями, характеризуется развитием пологих мигматитовых куполов. Образования первого этапа сопоставимы со свекофеннидами Центральной Швеции. Единичные определения возраста из пород, располагаясь в интервале 1600—1800 млн. лет, подтверждают эту корреляцию.

Второй этап характеризовался отложением на глубокоэродированных (до гранитов) структурах первого этапа пород комплекса телемарк и формированием системы линейных меридиональных складок, сопровождающихся надвигами на древние образования в краевых зонах. Формационный состав комплекса телемарк и особенности тектонических структур одинаковы с готскими образованиями Юго-Западной Швеции, хотя основные движения происходили после отложения пород комплекса. Обращает на себя внимание также сходство тектонических позиций серий Телемарка и готид. В Швеции готские суперкрустальные породы располагаются исключительно в положительных, надвинутых блоках (массивы Смоланда — Вермланда и серых доготских гнейсов). При этом терригенные иотнийские толщи и породы дальсландия, перекрывающие готский порфировый комплекс отчетливо тяготеют к фронту надвиговых зон, а в опущенном массиве красных доготских гнейсов сосредоточены интрузии гиперитов. Кварциты сельюр, с одной стороны, и интрузии гиперитов в Южной Норвегии, с другой, подчиняются этой же закономерности. Радиологические данные в свою очередь позволяют датировать конец формирования суперкрустальных серий Телемарка 1575 млн. лет (Priem e. a., 1973) и Конгсберга 1600 ± 100 млн. лет (O'Nions, Heier, 1972). Наконец, процессы скаполитизации и апатитовые руды зоны Бамбле, отвечающие постмагматической стадии формирования гиперитов, находят аналоги в готских образованиях Лапландской зоны.

В третий этап сформировалась система субширотных, дугообразно изогнутых к югу структур, с которыми связан зональный метаморфизм от гранулитовой фации вдоль внешней южной стороны дуги до зеленосланцевой фации в Центральном Телемарке. В этом же направлении меняется стиль и интенсивность складчатости. Линейные опрокинутые на север складки гранулитовой зоны сменяются открытыми пологими складками в кварцитах сельюр. Региональный метаморфизм в юго-западной области датируется 1220 млн. лет, а возраст пироксеновых сиенитов 1200 млн. лет (Versteeve, 1975). В зоне Бамбле пик метаморфизма гранулитовой фации приходится на 1106 ± 50 млн. лет (O'Nions, Baadsgard, 1971). Промежуточный возраст в 1185 ± 40 млн. лет имеет метаморфизм в районе Конгсберг (O'Nions, Heier, 1972), тогда как анатексис в условиях амфиболитовой фации в Телемарке происходил несколько позже (1067 ± 23 млн. лет, по Priem e. a , 1973).

Вслед за этим в наиболее погруженных южных частях дальсландской складчатой системы формируются зоны разломов, надвиги и интрузии основных пород в Бамбле, монцонитов в Ауст-Агдере (1040 млн. лет, по O'Nions e. a., 1969; Pedersen, 1973), мангерит-анортозитов (993 млн. лет) и фарсундитов (967 млн. лет) в Ругаланде (Pasteels e. a., 1970). На заключительной стадии в интервале 850—900 млн. лет происходят интрузии посттектонических гранитов и кварцевых монцонитов: гранитов херефосс и гримстад (909 ± 60 млн. лет) в Бамбле (Brueckner, 1972), гранитов телемарк (850 ± 50 млн. лет, по Priem e. a., 1973; Venugopal, 1970b) и ругаланд (860 ± 30 млн. лет, по Versteeve, 1975). Одновременно с гранитами, но главным образом в интервале 860—835 млн. лет, формируются пегматиты. Перечисленные события третьего этапа отвечают времени дальсландского цикла или свекофеннской регенерации.

Таким образом, в Южной Норвегии, до сих пор считавшейся единой и вполне гомогенной областью свеконорвежской регенерации, сейчас стало возможным выделение не только разновозрастных групп горных пород, но и возрастное расчленение тектонических структур.

Глава II

УКРАИНСКИЙ ЩИТ

Украинский щит представляет собой горстовое поднятие фундамента в юго-западной части Европейской платформы. Его площадь равна почти 250 000 кв. км. Он отделен ступенчатыми разломами от прилегающих к нему на севере и юге палеозойских структур Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин. Разломы ограничивают его с запада, а на востоке он глубоко погружается под складчатые сооружения Донбасса.

В докембрии Украинского щита выделяют так называемые главные стратотипы. Наиболее древним является архейский комплекс амфиболитов и сланцев конкско-верховцевской серии. Выше залегает нижнепротерозойская криворожская серия, включающая огромную толщу рудоносных железистых кварцитов и сланцев. К среднему протерозою относятся коростенский комплекс гранитов-рапакиви и приазовский щелочной комплекс. Верхний протерозой представлен овручской серией кварцитов, сланцев и кварцевых порфиров.

Древнейшие геосинклинальные складчатые структуры щита, представленные на территории Среднего Приднепровья, имеют возраст около 3500 млн. лет, а его относительно спокойные складки Овручского синклинория образовались в условиях платформенного режима около 1200 млн. лет назад. Нынешние контуры щита и его форма в плане имеют палеозойский возраст. Палеозойский вулканизм (дацито-андезитовая формация) проявлен на северо-восточной границе щита с Донбассом. Локальные проявления мезозойского вулканизма отмечаются в сравнительно небольших впадинах — Болтышской и Ротмистровской.

СТРУКТУРЫ ЛАТЕРАЛЬНОГО РЯДА, ФОРМАЦИИ И СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ

В соответствии с данными глубинного сейсмического зондирования (Соллогуб и др., 1972), расположением глубинных разломов и размещением тектонических комплексов кристаллический фундамент Украинского щита расчленяется на ряд крупных блоков (тектонических зон).

Выделяются две группы блоков: протоплатформенные (антиклинории) и протогеосинклинальные (синклинории). К первой группе отнесены Волыно-Подольский, Кировоградский и Приазовский блоки, ко второй — Белоцерковско-Одесский и Приднепровский (рис. 9). Они отделены глубинными разломами: Бугско-Мироновским, Криворожским, Орехово-Павлоградским и др. Выделенные группы структурных элементов первого ранга прослежены геофизическими методами и за пределами Украинского щита — в фундаменте прилегающих к нему Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин.

Названные выше группы блоков — это древнейшие элементы структуры Украинского щита. В архее, когда отсутствовали материковые платформы, зарождавшаяся еще тонкая континентальная кора отличалась повышенной подвижностью. Относительно устойчивые блоки представляли собой

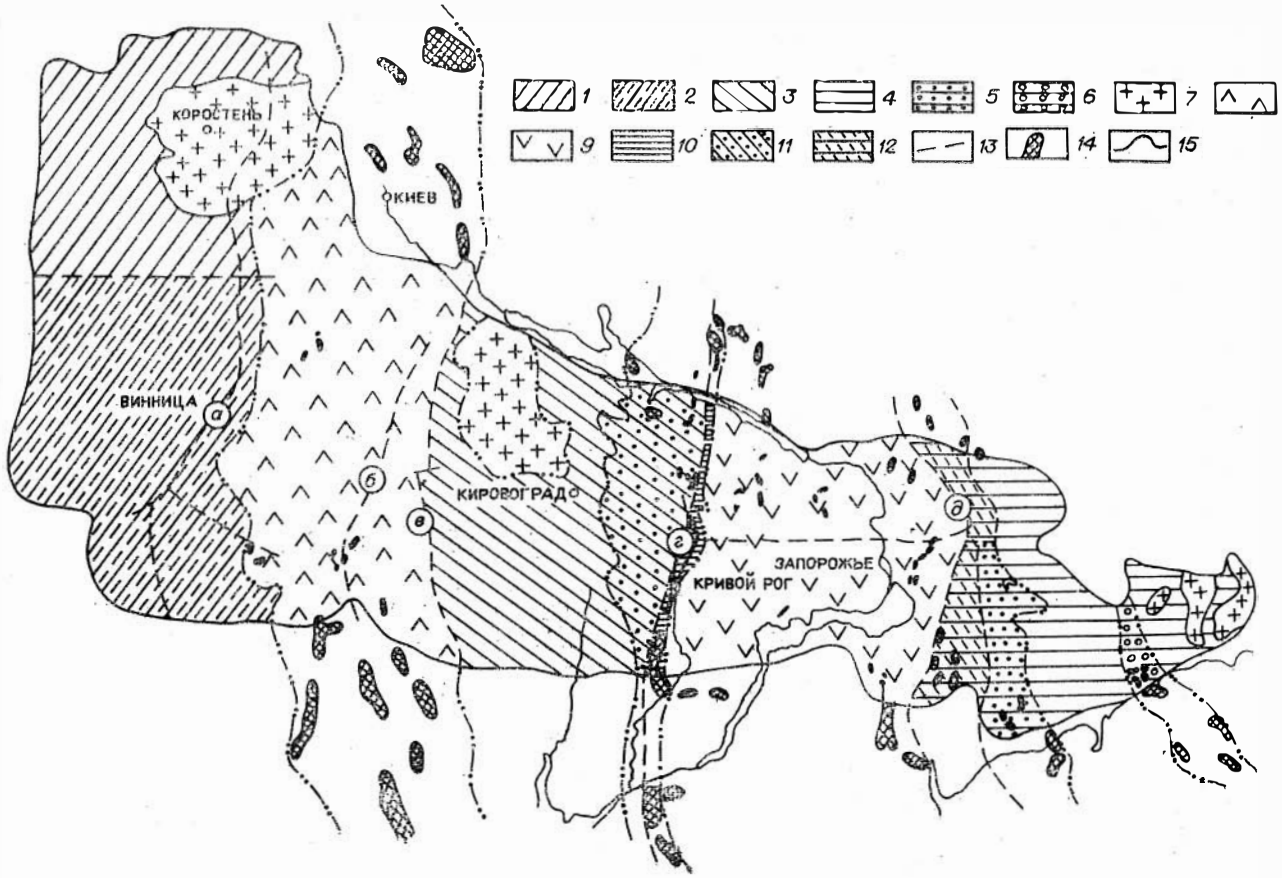


Рис. 9. Тектоническое районирование Украинского щита.

Протоплатформенные блоки: *1*, *2* — Волыно-Подольский (*1* — Волынская, *2* — Подольская части блока); *3* — Кировоградский; *4* — Приазовский; *5* — Западно-Приазовская; *6* — Мангушская зоны; *7* — массивы рапакиви и гранитоидной щелочной формации в протоплатформенных блоках. Протогеосинклинальные блоки: *8* — Белоцерковско-Одесский; *9*—*12* — Приднепровский, или Большого Кривого Рога (*9* — внутренняя эвгеосинклинальная область, *10* — внутренняя Криворожско-Кременчугская зона краевого прогиба, *11* — внешняя Западно-Ингулецкая зона краевого прогиба, *12* — внешняя Орехово-Павлоградская зона). *13* — глубинные разломы (*а* — Житомирский, *б* — Восточно-Уманский, *в* — Бугско-Мироновский, *г* — Криворожский, *д* — Орехово-Павлоградский). *14* — магнитные аномалии, вызванные железистыми породами, *15* — условные границы Украинского щита и тектонических блоков.

сравнительно небольшие массивы внутри более крупных подразделений — геосинклинальных областей раннего докембрия. В конце среднего протерозоя протоплатформенные (протосрединные) блоки испытывали тектоническую активизацию, что выразилось в образовании свойственных им щелочных гранитоидов. Соответственно, в украинском докембрии можно выделить два структурных этажа, отвечающих длительным периодам геологического развития; геосинклинальный (3500—1600 ± 100 млн. лет) и платформенный (1600 — поныне).

Выделенные группы тектонических элементов Украинского щита (блоки и структурные этажи) отчетливо различаются по свойственным им формационным типам и структурно-вещественным комплексам.

Основную «ткань» протоплатформенных блоков образуют толщи биотитовых, амфибол-биотитовых, графитовых и пироксеновых гнейсов и различные мигматиты. Распознание их первичного субстрата встречает немалые трудности. Наиболее характерными комплексами, присущими блокам первой группы, являются существенно калиевые гранитоиды. К ним относятся кировоградско-житомирский комплекс гранитов и мигматитов, граниты-рапакиви с анортозитовой подформацией, образующие коростенский комплекс в Волынском и Кировоградском блоках, и комплекс щелочных пород в Приазовском блоке.

Во второй группе блоков — протогеосинклинальных — господствуют ряды типичных геосинклинальных формаций. Особенно наглядно они представлены в Приазовском блоке. Здесь выделяются метаморфизованные магматические и первично-осадочные (реконструированные) формации: спилито-диабазовая, кварц-кератофировая, джеспилитовая, терригенные, апологунная и апомолассовая. Суммарная мощность их достигает почти 15 000 м. В Среднем Приднепровье они представлены в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой метаморфических сериях. В Белоцерковско-Одесском блоке имеются аналоги этих формационных типов, однако большей частью в гранулитовой фации. Для этого блока характерны мигматиты и гнейсы гранулитовой фации метаморфизма — двупироксеновые гнейсы, чарнокиты, эндербиты и различные высокотемпературные пироксенсодержащие породы с местными наименованиями — винницииты, собиты и др. Отметим, что первичные осадочно-вулканогенные формации, представленные в низкотемпературных фациях метаморфизма, обнажены в Кривом Роге и в Среднем Приднепровье, при этом они имеют типичную «геосинклинальную» последовательность. Начальные вулканогенные формации образуют здесь внутренние зоны геосинклинальной системы, а послеинверсионные формации залегают во внешних зонах. В частности, Криворожско-Кременчугская зона имеет ряд первично-осадочных формационных типов (в том числе лагунно-доломитовую формацию), которые считаются типичными для краевых прогибов. Наиболее важная в геолого-экономическом отношении джеспилитовая формация представлена двумя типами — вулканогенно-осадочным, свойственным внутренним зонам геосинклинальной системы, и осадочным (собственно криворожским), приуроченным к краевым зонам.

Волыно-Подольский блок

Волыно-Подольский блок представляет собой крупный тектонический элемент Украинского щита, занимающий всю его северо-западную часть. С запада он отделяется от Волыно-Подольской плиты Шепетовской (Ровенской) тектонической зоной, а с севера ограничивается Припятским прогибом. Восточная граница блока примерно совпадает с Житомирской (Вильнянской) разломной зоной, отделяющей его от Белоцерковско-Одесского блока. К югу отмечается постепенное погружение кристаллического фундамента под мощную толщу осадочных пород Причерноморской впадины.

Волыно-Подольский протоплатформенный блок выделяется в структуре Украинского щита как самостоятельная структурная единица, представляющая собой антиклинальное поднятие, отличающееся от смежного с ним Белоцерковско-Одесского геосинклинального блока. В то же время следует заметить, что анализ физических полей, изучение формационных типов пород и их пространственного размещения, характера складчатости и данных изотопного возраста свидетельствуют о различной истории геологического развития его южной (Подольской) и северной (Волынской) частей. Граница между этими частями блока обычно проводится по северному краю распространения гранитов и мигматитов чудново-бердичевского комплекса, пространственно совпадающего с Тетеревским разломом.

Формации

Подольская часть блока представляет собой наиболее древнюю складчато-глыбовую структуру в пределах Украинского щита, сложенную главным образом породами высоких ступеней метаморфизма, вплоть до гранулитовой. В результате процессов активизации образовались породы регрессивной амфиболитовой фации метаморфизма, что привело к сложным взаимоотношениям осадочно-вулканогенных толщ, в различной степени метаморфизованных и гранитизированных, с более поздними мигматитами и гранитами.

Породы раннего этапа (геосинклинального) могут быть объединены в две группы формаций, из которых первая представлена метаморфизованными осадочными, а вторая — эффузивно-магматическими формациями. Среди метаморфизованных осадочных формаций наиболее важные следующие: 1) гнейсифицированная вулканогенно-терригенная, представленная биотитовыми, амфибол-биотитовыми, амфибол-пироксеновыми, пироксеновыми, графит-амфиболовыми, силлиманит-кордиеритовыми гнейсами, амфиболитами и белыми безрудными кварцитами. Они встречаются среди чарнокитов и мигматитов в виде крупных пачек, останцов и ксенолитов; 2) железисто-кремнистая, включающая железистые кварциты и различные по составу скарноидные породы. Обычно встречаются в виде маломощных пачек в мигматит-гнейсовой толще; 3) карбонатная, сложенная кристаллическими известняками, доломитовыми мраморами, кальцифирами и силлиманитовыми гнейсами. Эти породы встречаются в виде маломощных пачек и ксенолитов среди мигматитов, чарнокитов и пироксеновых гнейсов.

Интрузивные образования раннего этапа представлены породами спилито-диабазовой формации (амфиболиты, габбро-нориты) с ультрабазитовой подформацией (перидотиты, пироксениты, серпентиниты). Обычно они встречаются в виде ксенолитов, останцов, отдельных тел или образуют небольшие по размерам массивы сильно измененных пород в мигматитах и гранитах. Чаще всего они приурочиваются к контактам чарнокитов с гранат-биотитовыми мигматитами.

К формациям следующего (орогенного) этапа относятся обширные поля гранитоидов и мигматитов гранулитовой фации, образовавшихся в условиях интенсивного проявления процессов ультраметаморфизма. Формации гранитоидов и мигматитов гранулитовой фации характеризуются самыми различными соотношениями породообразующих минералов, но постоянным наличием в них ромбического пироксена или диопсида. Среди пород выделяются разновидности от основных до ультракислых: гиперстеновые диориты, кварцевые нориты, тоналиты, адамеллиты, гиперстеновые граниты и т. д. Наиболее широко распространены гиперстеновые граниты-чарнокиты и пироксеновые мигматиты, образовавшиеся при гранитизации пироксеновых гнейсов, основных и ультраосновных пород, с которыми чаще всего имеют постепенные переходы. В чарнокитах и мигматитах наблюдаются многочисленные жилы аплит-пегматоидных и существенно калиевых микроклиновых лейкократовых гранитов. С последними ча-

сто связаны калишпатизация, альбитизация и окварцевание, развивающиеся по гранитам, гнейсам, мигматитам и основным породам в зонах тектонических нарушений.

К этому этапу развития описываемой территории относятся также породы гранитоидной формации, представленной гранат-кордиеритовыми чудново-бердичевскими мигматитами и гранитами. Ими сложена северная часть Подольского блока, так называемая Чудново-Бердичевская антиклинальная структура. Среди пород данной формации наиболее широко распространены мигматиты, характеризующиеся постоянным присутствием кордиерита и силлиманита, а также пироксена, дистена, граната и графита.

Образования регрессивной амфиболитовой фации представлены формацией гибридных пород диоритового состава — собитами. Они развиваются по чарнокитам и считаются вторичными образованиями, возникшими при наложении регрессивного метаморфизма. Среди них часто встречаются останцы чарнокитов и пироксеновых гнейсов (Рябенко, 1970).

В пределах Волынской части Волыно-Подольского блока также могут быть выделены геологические формации, отвечающие нескольким этапам развития: раннему, среднему, позднему.

К образованиям раннего (геосинклинального) этапа относятся породы гнейсифицированной вулканогенно-терригенной формации и формации калиевых микроклиновых гранитов амфиболитовой фации.

Гнейсифицированная вулканогенно-терригенная формация представлена толщей биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов с отдельными пачками и линзами амфиболитов, а также кордиерит-биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов тетеревской серии. Наиболее широкое распространение породы данной формации имеют в южной части Волынского блока, где ими сложен Тетеревский прогиб; в различной степени мигматизированные биотитовые гнейсы развиты также в западной части описываемой территории.

Формация калиевых микроклиновых гранитов и мигматитов амфиболитовой фации сравнительно широко распространена в пределах описываемой территории. Породами данной формации сложено большинство брахиантиклинальных, купольных и валоподобных структур в центральной и западной частях Волынского блока. Представлены они порфиробластическими микроклиновыми биотитовыми гранитами, мигматитами кировоградского типа и микроклин-плагиоклазовыми биотитовыми гранитами житомирского типа. Обычно граниты залегают в сводовых частях куполов и брахиантиклиналей, образуя различные по размерам массивы.

К среднему (субплатформенному) этапу развития относятся терригенно-вулканогенная формация осницкого комплекса с подформацией метаморфизованных основных, средних и кислых эффузивов, габбро-диорит-гранитоидная формация и формация рапакиви с анортозитовой подформацией коростенского комплекса. Терригенно-вулканогенная формация представлена метаморфизованными диабазами и кварцевыми порфирами, которые превращены в метадиориты, амфиболовое метагаббро, различные амфиболовые породы и лептиты; кварцевые порфиры превращены в аплит-граниты и микрограниты (клессовиты). Габбро-диорит-гранитоидная формация сложена габбро, разнозернистыми диоритами, гранодиоритами и розовыми среднезернистыми порфировидными гранитами; породы данной формации слагают несколько массивов сложного строения в северо-западной части Волыно-Подольского блока. Формацией рапакиви с анортозитовой подформацией сложен крупный Коростенский плутон (рис. 10). В составе формации выделяются основные породы и гранитоиды. Первые представлены лабрадоритами, габбро-лабрадоритами, норитами, габбро-норитами, монцонитами, габбро-монцонитами, оливиновыми габбро и диабазовыми порфиритами. Среди гранитоидов могут быть выделены рапакиви и рапакивидные граниты, биотитовые граниты и гранит-порфиры. С гранитами

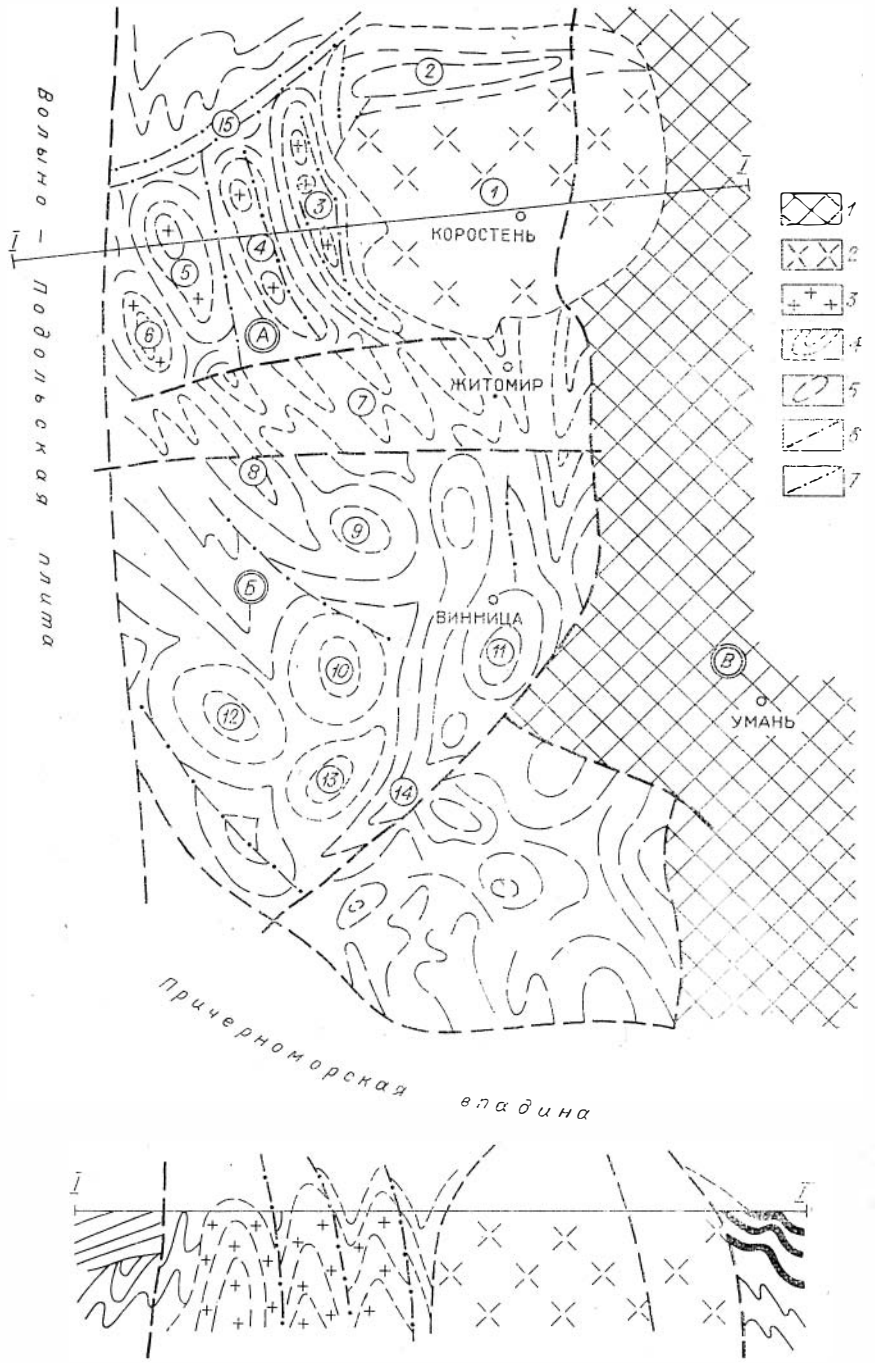


Рис. 10. Схема тектоники Волыно-Подольского блока.

1 — геосинклинальный блок; *2* — коростенский комплекс; *3* — граниты кировоградско-житомирского комплекса; *4* — мигматито-гнейсовый комплекс; *5* — купола и брахиантиклинали; *6* — глубинные разломы; *7* — региональные разломы.

Буквами и цифрами в кружках обозначены: А — Волынская часть блока, Б — Подольская часть блока, В — Белоцерковско-Одесский геосинклинальный блок. 1 — Коростенский куполовидный массив; 2 — Овручская грабен-синклиналь; 3 — Красногорско-Житомирский гранитизационный вал; 4 — Новоград-Волынский гранитизационный вал; 5 — Корецкая антиклиналь; 6 — Шепетовская антиклиналь; 7 — Припятский прогиб; 8 — Улановская синклиналь; 9 — Бердичевский купол; 10 — Литинский купол; 11 — Липовецкий купол; 12 — Шаргородский купол; 13 — Днестровский купол; 14 — Приднестровская синклиналь; 15 — Осницкая структурная зона.

ассоциируют разнообразные метасоматические образования — альбититы, сиениты, альбитизированные и грейзенизированные граниты.

К формациям позднего (платформенного) этапа развития Волынской части блока относятся: 1) трахиандезит-порфировая (покровы диабазов, кварцевых порфиров и трахиандезитов, которые переслаиваются с полимиктовыми песчаниками и гравелитами збраньковской свиты), залегающая на размытой поверхности рапакививидных гранитов коростенского комплекса; 2) терригенные (белокоровичская свита, сложенная песчаниками, конгломератами, хлоритовыми сланцами и кварцитами, толкачевская свита, представленная полимиктовыми песчаниками, кварцевыми песчаниками и серицитовыми сланцами, а также кварцитами и кварцитовидными песчаниками); 3) гранитоидная щелочная (пержанский комплекс, распространенный лишь в пределах одноименной тектонической зоны. Это катаклазированные порфиробластические граниты, с которыми связаны кварц-микроклиновые, альбитовые и слюдисто-кварцевые метасоматиты); 4) дайковая (диабазы, габбро-диабазы и диабазовые порфиры).

1-й и 2-й формациями выполнены Овручская и Белокоровичская грабенообразные впадины, расположенные в северной части Волыно-Подольского блока.

Тектоническое районирование

В Подольской части Волыно-Подольского блока широко развиты купольные и брахиантиклинальные складки, разделенные межкупольными синклиналями. Наиболее крупные из них — Бердичевский, Литинский, Липовецкий, Шаргородский, Днестровский купола и Улановская, Брусиловская и Приднестровская синклинали. Купола обычно сложены в ядерных частях чарнокитами или чудново-бердичевскими гранитами и мигматитами, а синклинали — в различной степени мигматизированными гнейсами и мигматитами. Все отмеченные складки имеют сложное строение, обусловленное развитием складчатости высшего порядка.

В пределах Волынской части блока (см. рис. 10) доминирующее значение имеет Коростенский плутон, занимающий ее восточную половину. Он сформировался в среднем протерозое в период неустойчивого платформенного режима. Ядро Коростенского плутона сложено телами анортозитов, габбро-диоритов, габбро-норитов, норитов, габбро, диоритов, монцонитов, лабрадоритов и перидотитов. Краевая часть сложена гранитами-рапакиви. Коростенский плутон рассматривается как куполовидный массив и может быть отнесен к типу очаговых структур. Время формирования его по изотопным данным составляет 1500—1700 млн. лет (Семененко и др., 1965).

Главная особенность складчатой структуры западной половины Волынской части блока — широкое развитие инфраструктур антиклинального типа — куполов и брахиантиклиналей, ядра которых сложены массивами гранитоидов. Некоторые из них группируются в крупные валоподобные структуры, прослеживающиеся на десятки и сотни километров. Наиболее крупными складками такого типа являются Красногорско-Житомирский и Новоград-Волынский валы гранитизации, а также Городницкая, Ореповская, Косиновская и Шепетовская сложные антиклинали. Гранитизационные валы и антиклинали разделяются различными по размерам и морфологическим особенностям синклинальными складками, которые в большинстве случаев имеют линейную форму и вытягиваются вдоль антиклинальных структур, часто повторяя по простиранию их контуры. Более сложной морфологией характеризуются межкупольные синклинали, часто имеющие изометричную, овальную, ромбовидную в плане форму. Наиболее крупные синклинальные структуры описываемой территории — Барановская, Яб-

лоневская, Червоноармейская, Емильчинская и др. (Комаров, Прытков, 1973, 1975; Комаров и др., 1974).

На юге Волынской части блока располагается Тетеревский прогиб широтного простирания, сложенный биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами. В прогибе широко развита мелкая складчатость северо-восточного простирания.

Овручская грабен-синклиналь располагается в северной части Коростенского плутона и представляет собой наложенную впадину, состоящую из кварцитовидных песчаников, кварцитов, сланцев, порфиритов, ортофиров и диабазов. Они залегают на размытой поверхности рапакивиподобных гранитов и имеют пологое падение на север под углом 15°. Моноклинальное залегание пластов нарушается флексурообразными складками различного размера.

Осницкая структурная зона находится в северо-западной части Волыно-Подольского блока и характеризуется северо-западным — субмеридиональным простиранием. В строении ее принимают участие амфиболовые и биотитовые гнейсы, а также клессовит-граниты, мигматиты, метадиориты, амфиболовые метагаббро и диабазы. Складчатые формы Осницкой зоны представлены главным образом брахискладками, располагающимися кулисообразно относительно друг друга (Хатунцева, 1972).

Разрывные нарушения в Волыно-Подольском блоке по условиям формирования, размерам и возрасту подразделяются на три группы. К первой относятся глубинные разломы архейского возраста, ограничивающие данную структуру. Они характеризуются сложной и длительной геологической историей, охватывающей несколько этапов развития Украинского щита от раннего докембрия до фанерозоя включительно. Эти разломы фиксируются в гравитационном поле линейными минимумами или градиентами поля силы тяжести, а также по данным ГСЗ отмечаются смещениями в разделе Мохо с амплитудой до 10—15 км. Вторая группа разрывных нарушений относится к посторогенному (средний протерозой) этапу развития Украинского щита: Верхнебугский, Подольский, Садковский, Устиновский, Перлявский, Варваровский, Юлиановский и другие разломы. Пространственно с ними связаны массивы калиевых микроклиновых гранитов амфиболитовой фации, сформированные в заключительную стадию процессов ультраметаморфизма. Разрывные нарушения этого типа представляют собой зоны дислокационного метаморфизма, сложенные милонитами, катаклазитами и брекчиями. В их пределах широко и интенсивно проявлены процессы регрессивного метаморфизма. Возраст разрывных нарушений рассматриваемой группы составляет 1750—1800 млн. лет (Комаров, Прытков, 1975). Разломы третьей группы возникли на платформенном этапе развития Волыно-Подольского блока. К ним относятся Андрушевский, Николаевский, Пряжевский, Новоград-Волынский и др. Они имеют северо-западное и северо-восточное до субширотного простирания и секут все складчатые структуры, в большинстве случаев контролируются дайками диабазов и диабазовых порфиров. По этим разломам отмечается проявление палеозойской активизации с внедрением кварцевых порфиров, трахиандезитов и ортофиров возрастом 520—605 млн. лет.

Белоцерковско-Одесский блок

Этому блоку соответствует одноименная геосинклинальная зона, простирающаяся через весь Украинский щит в меридиональном направлении в виде полосы шириной 50—100 км. За пределами Украинского щита данная зона прослеживается геофизическими методами в пределах Причерноморской впадины и Припятского прогиба. Севернее продолжение ее под Припятским прогибом увязывается со структурами Белорусского массива (Прусс, 1965; Каляев, 1971).

Формации

Белоцерковско-Одесская геосинклинальная зона характеризуется широким развитием формаций, которые по своей первично-осадочной природе являются аналогами криворожской серии, а также ультраметаморфическими образованиями гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

В пределах описываемого района могут быть выделены:

1) нижняя вулканогенная формация, сложенная амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами; породы данной формации имеют преимущественное распространение в пределах Уманско-Тетиевской антиклинорной зоны, а также в виде останцов и ксенолитов встречаются среди мигматитов восточного крыла Белоцерковско-Одесской зоны; 2) терригенная формация, представленная интенсивно гранитизированными биотитовыми гнейсами, как правило, встречающимися в виде останцов и ксенолитов среди мигматитов; 3) терригенно-вулканогенная формация, состоящая из гранатовых, кордиеритовых и силлиманит-гранатовых гнейсов с горизонтами кварцитов; породы данной формации имеют локальное развитие; 4) джеспилитовая формация, представленная амфибол-магнетитовыми кварцитами, биотит-хлоритовыми и амфибол-биотитовыми сланцами с пачками доломитов; они образуют крупные останцы среди мигматитов в центральной и южной частях Белоцерковско-Одесской структурной зоны; 5) верхняя терригенная (графит-карбонатная) формация, состоящая из переслаивающихся горизонтов биотитовых и амфиболовых гнейсов с мраморами и графитовыми гнейсами, и наиболее широко развитая в северной части описываемого района; 6) верхняя вулканогенная формация, представленная амфиболитами и амфиболовыми гнейсами, среди которых встречаются тела серпентинитов и габбро-норитов.

Среди ультраметаморфических формаций Белоцерковско-Одесской зоны наиболее важное значение имеют следующие: 1) плагиомигматит-гранодиоритовая формация, состоящая из полосчатых мигматитов, которые по составу чаще всего близки к гранодиоритам или диоритам, с резким преобладанием плагиоклаза (андезина над микроклином); среди мигматитов часто встречаются останцы пород вулканогенного состава; 2) формация мигматитов гранулитовой фации, представленная гиперстеновыми кварц-плагиоклазовыми породами непостоянного химического и минерального состава, относящимися к породам чарнокитового ряда; в виде останцов и ксенолитов в них отмечаются пироксеновые гнейсы, амфиболиты, нориты, биотит-гранатовые гнейсы и известняки; 3) формация существенно калиевых микроклиновых гранитов и мигматитов амфиболитовой фации, распространенная в пределах Уманско-Тетиевского антиклинория, иногда в виде отдельных небольших по размерам массивов, представлена порфиробластическими и равномернозернистыми гранитами и мигматитами кировоградско-житомирского комплекса. Образование пород данной формации происходило, по-видимому, в позднеорогенный этап развития района, в результате гранитизации гнейсов терригенной и вулканогенно-терригенной формаций в условиях интенсивного привноса калия.

Тектоническое районирование

В Белоцерковско-Одесской геосинклинальной зоне преобладает глубинная складчатость, возникшая в результате гранитизации. Главные складчатые структуры в пределах описываемой территории: Уманско-Тетиевская и Ржищев-Бориспольская антиклинорные зоны, Тальновско-Одесская синклинорная зона, Гайсинский и Белоцерковский синклинории и Прибугская синклинально-антиклинальная зона (Прусс, 1965).

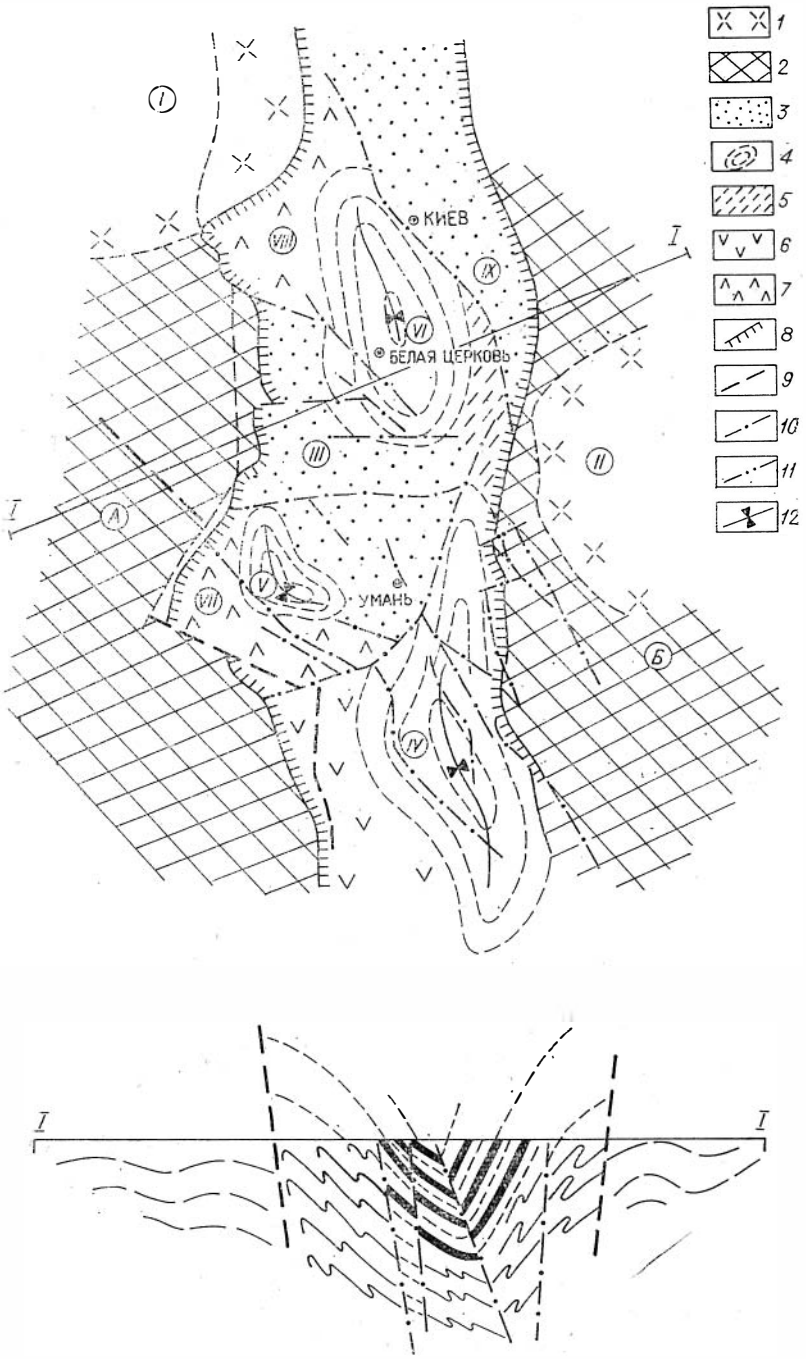


Рис. 11. Схема тектоники Белоцерковско-Одесского блока (по А. К. Прусу, 1972, с дополнениями и изменениями).

1 — коростенский комплекс; *2* — смежные блоки (*А* — Волыно-Подольский, Кировоградский); *3* — антиклинальные зоны; *4* — синклинальные зоны; *5*, *6* — промежуточные зоны с преобладанием мелкокупольной складчатости (*5*) и замкнутых синклиналей (*6*); *7* — синклинально-антиклинальные зоны; *8* — границы Белоцерковско-Одесского блока или геосинклинальной ветви; *9* — конседиментационные глубинные разломы; *10* — разломы диагональные; *11* — разломы широтные; *12* — оси главных синклинальных зон.

I — Коростенский плутон; II — Корсунь-Новомиргородский плутон; III — Уманско-Тетиевская антиклинальная зона; IV — Тальновско-Одесская синклинальная зона; V — Гайсинская синклинальная зона; VI — Белоцерковский синклинорий; VII — Прибугская зона сложной складчатости; VIII — Ружин-Радомышльская зона сложной складчатости; IX — Ржищев-Бориспольская антиклинальная зона.

Уманско-Тетиевская антиклинорная зона (рис. 11) состоит из нескольких антиклиналей, имеющих различное простирание. Они сложены в основном мигматитами с крупными останцами биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов — нижней вулканогенной и терригенной формациями.

В Ржищев-Бориспольской антиклинальной зоне развита главным образом линейная складчатость с подчиненным значением брахиантиклинальных и купольных структур. Наиболее крупными из них являются Ржищевская антиклиналь и Богуславская купольная структура, в сводовой части которой залегает одноименный массив порфиробластических кировоградских гранитов.

В пределах этой зоны преимущественно развиты породы нижней вулканогенной и терригенной формаций, интенсивно гранитизированные в северной части структуры.

Тальновско-Одесская синклинорная зона имеет субмеридиональное простирание и протягивается более чем на 50 км. Зона сложена нижней вулканогенной, терригенной, плагиомигматит-гранодиоритовой формациями, а также формацией мигматитов гранулитовой фации (чарнокиты), большей частью распространенных в южной части описываемой структуры.

Гайсинский синклинорий состоит из многочисленных мелких синклинальных и антиклинальных складок преимущественно северо-западного простирания, которое меняется на меридиональное лишь в северной части структуры. В центральной части синклинория развита плагиомигматит-гранодиоритовая формация (собиты), а крылья сложены мигматизированными биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами и мигматитами, возникшими при гранитизации образований вулканогенно-терригенной формации.

Главную роль в строении Белоцерковского синклинория играет Володарская группа синклиналей, сложенных нижней вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формациями.

Прибугская синклинально-антиклинальная зона характеризуется преимущественным развитием антиклинальных структур субмеридионального простирания. В строении всех антиклиналей главная роль принадлежит ультраметаморфическим формациям — гранодиоритам, чарнокитам, микроклин-плагиоклазовым гранитам и мигматитам. В виде останцов и ксенолитов встречаются амфибол-биотитовые гнейсы — породы нижней вулканогенной формации.

В Белоцерковско-Одесской геосинклинальной зоне развиты три системы разломов: субмеридиональные, диагональные (северо-западные и северо-восточные) и субширотные (Прусс, 1965). Наибольшее значение имеют субмеридиональные грубинные разломы, которые обусловили заложение и формирование Белоцерковско-Одесской геосинклинальной зоны и отделяют ее от смежных протоплатформенных блоков (см. рис. 11). Диагональные разрывные нарушения в большинстве случаев трассируются по геофизическим данным; геологически изучены очень слабо. Они, как правило, согласны со складчатыми структурами района и имеют преимущественно северо-западное простирание. В некоторых случаях разрывные нарушения данной группы представлены мощными зонами милонитов и метасоматитов (Уманский разлом).

Наиболее крупные широтные разломы в пределах Белоцерковско-Одесской геосинклинальной зоны (Липовецко-Тикичский, Ружинский, Ставищенский и др.) фиксируются четкими минимумами в физических полях и сопровождаются нижнепалеозойскими эффузивами. Разломы данной группы являются по возрасту наиболее молодыми; заложение их происходило в поздние этапы развития, в конечную стадию гранитизации, поскольку почти повсеместно к ним приурочиваются тела аплит-пегматоидных гранитов и пегматитов возрастом до 1800 млн. лет. Эти разломы относятся к субплатформенному периоду развития, поскольку все секут складчатые структуры описываемого района.

Кировоградский блок

Кировоградский блок располагается в центральной части Украинского щита и разделяет геосинклинальные зоны Большого Кривого Рога и Белоцерковско-Одесскую. Он рассматривается в качестве протосрединного массива, формировавшегося одновременно с указанными выше геосинклинальными зонами. От геосинклинальных зон он отделен конседиментационными глубинными разломами — Криворожским и Бугско-Мироновским. От смежных геосинклинальных зон Кировоградский блок отличается набором слагающих его геологических формаций раннего докембрия, интенсивным проявлением гранитоидного магматизма и характером складчатости. В пределах Кировоградского блока главное значение имеют магматические формации гранитов-рапакиви и существенно калиевых микроклиновых гранитов амфиболитовой фации.

Формации

В Кировоградском блоке распространены преимущественно метаморфизованные эффузивно-осадочные, ультраметаморфические и интрузивно-магматические формации.

Гнейсифицированная вулканогенно-терригенная формация слагает Братскую и Приингульскую синклинали. Кроме того, она повсеместно встречается в виде крупных пачек и останцов в полях мигматитов и гранитоидов. В целом это гнейсовая формация, в составе которой выделяются биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-амфиболовые и пироксен-амфиболовые гнейсы, которые рассматриваются в основном как измененные первичные терригенно-осадочные образования. Возраст их по данным определений калий-аргоновым методом по амфиболам и биотитам составляет 1740—1980 млн. лет, что, по-видимому, соответствует времени метаморфизма гнейсовой толщи.

Гнейсифицированная формация основных эффузивов представлена амфиболитами, широко распространенными в северной части западного крыла Кировоградского антиклинория. Они залегают в виде довольно мощных пачек в толще биотит-амфиболовых гнейсов, представляя собой метаморфизованные аналоги спилито-диабазовой формации.

Формация существенно калиевых микроклиновых гранитов амфиболитовой фации с подформациями мигматитов, гранитоидной щелочной и кварцевых монцонитов включает порфиробластические и разнозернистые гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса, трахитоидные новоукраинские граниты, монцониты, различные по составу и структурно-текстурным особенностям мигматиты, а также щелочные породы типа граносиенитов, сиенитов и альбититов. Этими породами сложены крупные антиклинальные массивы в пределах Кировоградского блока (Новоукраинский, Бобринецкий, Кировоградский, Богуславский, Чигиринский, Вознесенский) и обширные мигматитовые поля в западной части описываемой территории. Возраст гранитов данной формации определен различными методами от 1750 до 2200 млн. лет (Семененко и др., 1965). Большинство определений показывает возраст около 1800—1900 млн. лет.

Формацией рапакиви с анортозитовой подформацией сложен Корсунь-Новомиргородский плутон, располагающийся в центральной части Кировоградского блока (рис. 12). В количественном отношении среди пород описываемой формации преобладают граниты-рапакиви, представленные крупнозернистыми овоидными и разнозернистыми безовоидными гранитами, а также гибридными биотитовыми гранитами. С ними генетически связаны различные по составу щелочные сиениты, граносиениты и альбититы. Основные породы играют подчиненную роль в составе данной формации. Они представлены лабрадоритами, габбро-лабрадоритами,

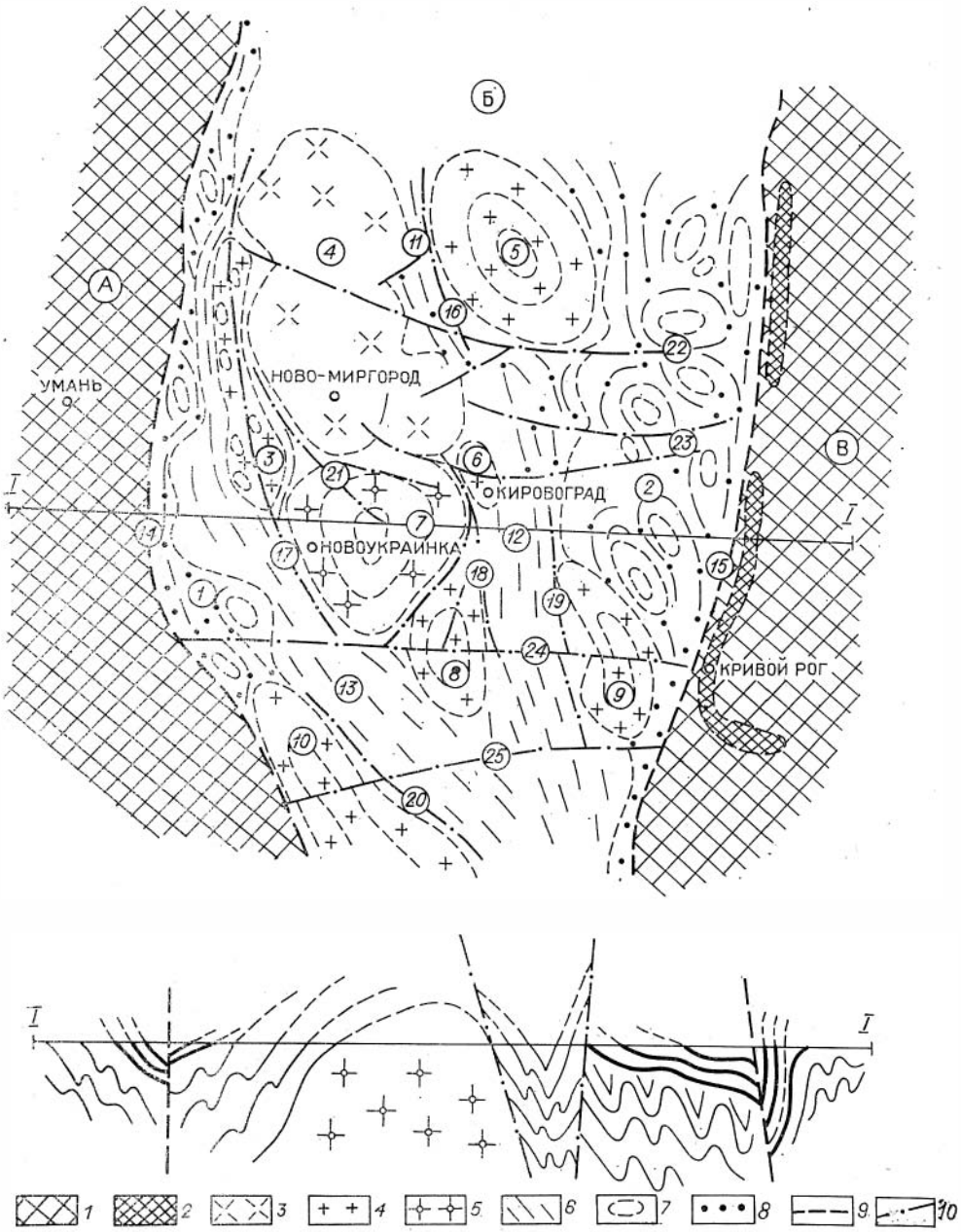


Рис. 12. Схема тектоники Кировоградского блока.

1 — смежные территории; *2* — криворожская серия; *3* — коростенский комплекс; *4* — новоукраинские трахитоидные граниты; *5* — граниты кировоградско-житомирского комплекса; *6* — мигматито-гнейсовая толща; *7* — купола и брахиантиклинали; *8* — конседиментационные глубинные разломы; *9* — разломы поздних и конечных этапов развития; *10* — разломы платформенного периода. Буквами и цифрами в кружках обозначены: *А* — Белоцерковско-Одесская зона; *Б* — Кировоградский блок; *В* — зона Большого Кривого Рога; 1 — парагеосинклинальная часть Белоцерковско-Одесской зоны; 2 — Западно-Ингулецкая парагеосинклинальная часть зоны; 3 — Шевченковско-Березовский гранитизационный вал; 4 — Корсунь-Новомиргородский плутон. Антиклинальные массивы: 5 — Чигиринский; 6 — Кировоградский; 7 — Новоукраинский; *8* — Бобринецкий; 9 — Долинский; 10 — Вознесенский. Синклинали: 11 — Райгородская; *12* — Приингульская; 13 — Братская. Разломы: 14 — Бугско-Мироновский (Южно-Бугский); 15 — Криворожский; 16 — Каменский; 17 — Звенигородско-Анновский; 18 — Кировоградский; 19 — Ингуло-Каменский; 20 — Николаевский; 21 — Андреевско-Аникеевский; 22 — Чигиринско-Ташлыкский; 23 — Субботско-Мошоринский; 24 — Бобринецко-Криворожский; 25 — Ингулецко-Братский.

габбро, норитами, габбро-диабазами, монцонитами и габбро-монцонитами. Ими сложено несколько массивов в пределах Корсунь-Новомиргородского плутона. Возраст образования коростенского комплекса по данным абсолютной геохронологии (роговые обманки и цирконы из гранитов-рапакиви) составляет 1690—1760 млн. лет (Семененко и др., 1965).

Породы дайковой формации имеют широкое распространение в центральной части Кировоградского блока, где образуют Долинский, Новобугский, Субботско-Мошоринский и Бобринецко-Андреевский дайковые пояса протяженностью свыше 50 км, секущие все складчатые структуры района. Представлены они диабазами и диабазовыми порфиритами. Абсолютный возраст их составляет 1360—1390 млн. лет (Н. П. Щербак, П. М. Рудницкий).

Тектоническое районирование

В целом Кировоградский блок представляет собой антиклинорий, ядро которого состоит из крупных массивов: Корсунь-Новомиргородского сложно дифференцированного плутона рапакиви с основными породами и Новоукраинского массива трахитоидных гранитов (см. рис. 12). Корсунь-Новомиргородский плутон имеет вытянутую в меридиональном направлении овальную форму и представляет собой глубинную куполовидную антиклиналь. Новоукраинский антиклинальный массив располагается непосредственно к югу от Корсунь-Новомиргородского плутона. Новоукраинский массив образован трахитоидными гранитами и мигматитами с многочисленными телами кварцевых монцонитов и останцами различных по составу гнейсов. Наиболее четко указанная структура фиксируется в гравитационном поле, где ей соответствует региональный Кировоградский минимум.

В пределах восточного крыла Кировоградского антиклинория выделяется ряд антиклинальных и синклинальных структур, наиболее крупными из которых являются Чигиринско-Знаменский, Бобринецкий, Кировоградский и Долинский антиклинальные массивы, представленные кировоградскими порфиробластическими гранитами, и Приингульская и Райгородская синклинали, сложенные породами гнейсоцифированной вулканогенно-терригенной формации.

Западное крыло Кировоградского антиклинория структурно выражено Шевченковско-Березовским валом гранитизации, а также Богуславским и Вознесенским антиклинальными массивами и Братской синклиналью. Последние могут рассматриваться в качестве структурных аналогов Долинского массива и Приингульской синклинали. Шевченковско-Березовский вал гранитизации проходит вдоль западного контакта Корсунь-Новомиргородского плутона и Новоукраинского массива. Он представлен многочисленными мелкими куполами и брахиантиклиналями, в ядрах которых залегают порфиробластические микроклиновые граниты, разделенные межкупольными синклиналями самой различной формы и размера.

В крайней восточной части Кировоградского антиклинория располагается так называемая Западно-Ингулецкая зона купольных структур, которая является переходной между Кировоградским блоком и геосинклинальной зоной (системой) Большого Кривого Рога. Это внешняя зона Криворожско-Кременчугского краевого прогиба. Наиболее характерная ее особенность — прерывистая складчатость с преобладанием малых куполовидных антиклиналей, сложенных различными гранитами и разделенных межкупольными синклиналями. Последние сложены различными по составу гнейсами и останцами слюдистых и железистых кварцитов.

Такая же переходная зона купольных структур располагается в западной части Кировоградского антиклинория в зоне его сочленения

с Белоцерковско-Одесским блоком. По набору формаций и типу складчатости она тождественна Западно-Ингулецкой зоне. Развитые здесь глубинные складки представлены куполовидными антиклиналями, сложенными в сводовых частях мигматитами и гранитами, а на крыльях — гнейсами, амфиболитами, серпентинитами и габбро-амфиболитами.

Для геологического строения Кировоградского антиклинория характерно широкое развитие в его пределах разрывных нарушений, различающихся по времени заложения, условиям образования и морфологическим особенностям. Они разделяются на три генетических типа: 1) конседиментационные раннегеосинклинальные глубинные разломы, отделяющие Кировоградский блок от смежных геосинклинальных зон; 2) региональные разломы, возникшие в позднеорогенный и посторогенный этапы развития; 3) разломы платформенного периода развития.

К конседиментационным глубинным разломам относятся Криворожский, отделяющий внутреннюю зону Криворожско-Кременчугского краевого прогиба от Кировоградского блока и Бугско-Мироновский, ограничивающий Кировоградский блок с запада. Ведущие признаки данных разломов — резкие фациальные изменения пород, а также переходы ступеней метаморфизма и мощностей к востоку и западу от них. Формирование этих разломов неразрывно связано с историей развития смежных геосинклинальных зон.

Региональные разломы возникли в связи со становлением гранитоидных массивов и формированием глубинной складчатости в позднеорогенный этап развития смежных геосинклинальных зон. Рассматриваемые разрывные дислокации наиболее многочисленны в складчато-разрывной структуре Кировоградского блока. Они представляют собой протяженные зоны повышенной трещиноватости или зоны катакластического метаморфизма, которые в большинстве случаев приурочены к экзо- и эндоконтактам массивов существенно калиевых микроклиновых гранитов амфиболитовой фации. Как правило, они залегают согласно с мигматит-гнейсовой толщей, вмещающей массивы калиевых гранитов. Простирание их чаще всего меридиональное или северо-западное, близкое к простиранию главных складчатых структур.

Внутреннее строение таких разломов весьма сложное. Они представлены многочисленными бластомилонитовыми и милонитовыми швами различной мощности, а также зонами катаклаза и брекчирования. В пределах этих зон проявлены процессы регрессивного метаморфизма в условиях зеленосланцевой фации и гидротермального метасоматоза с образованием протяженных полей диафторитов и натриевых метасоматитов по гнейсам, гранитам, мигматитам и другим породам. С этой точки зрения описываемые разломы могут быть определены как тектоно-метасоматические зоны, возникшие в сиалическом слое земной коры в условиях одностороннего давления при становлении массивов калиевых гранитоидов.

Наиболее крупными разломами данной группы в пределах Кировоградского антиклинория являются Звенигородско-Анновская, Кировоградская, Каменская и Андреевско-Аникеевская тектоно-метасоматические зоны, располагающиеся по западному и восточному обрамлению Корсунь-Новомиргородского плутона и Новоукраинского массива, а также Ингуло-Каменская и Николаевская зоны, проходящие по западному контакту Долинского и восточному экзоконтакту Вознесенского массивов. По простиранию они прослеживаются на расстоянии от 30 до 90 км при мощности 1,5—4,0 км. Сложены они различными по структурно-текстурным особенностям тектонитами (бластомилонитами, милонитами, катаклазитами, брекчиями), мусковит-хлорит-эпидотовыми диафторитами, в различной степени альбитизированными породами гнейсифицированной вулканогенно-терригенной и гранитоидной формаций и альбититами. Возраст радиоактивных минералов из тектоно-метасоматических зон, определенный А. И. Тугариновым свинцово-урановым методом, состав-

ляет 1750—1800 млн. лет, т. е. близкий к возрасту пород формации существенно калиевых микроклиновых гранитов.

Разломы платформенного периода развития (от верхнего протерозоя до мезозоя включительно) занимают секущее положение по отношению к складчатым структурам. В большинстве случаев они контролируются дайковыми интрузиями диабазов и диабазовых порфиритов, образуя широкие и протяженные пояса даек, прослеживающиеся на десятки километров. Разломы данной группы (Чигиринско-Ташлыкский, Бутовско-Девладовский, Криворожско-Бобринецкий, Новгородский, Субботско-Мошоринский и др.) возникли в условиях завершенной складчатости, а смещения вдоль них обусловили мелкоблоковую структуру Кировоградского антиклинория.

Приднепровский блок

Блок охватывает территорию Среднего Приднепровья площадью около 100 000 кв. км. Формально считается, что Приднепровский блок ограничен на западе Криворожским, а на востоке — Орехово-Павлоградским разломами. В состав его входит геосинклинальная зона (система) Большого Кривого Рога. Последняя, однако, включает в себя и примыкающие к рассматриваемому блоку с запада и востока так называемые «внешние зоны» (Западно-Ингулецкую и Орехово-Павлоградскую), развившиеся на смежных блоках Кировоградском и Приазовском (см. рис. 9). Указанные переходные зоны также затрагиваются в настоящем очерке.

Формации

Среди метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород выделяются архейские, нижнепротерозойские и среднепротерозойские. К архею относятся комплексы, включающие спилито-диабазовую формацию и железисто-кремнистую и ультрабазитовую подформации. К архею большинство исследователей относит и кварц-кератофировую формацию. Весьма дискуссионно возрастное положение гнейсовых толщ, но часть из них несомненно, имеет архейский возраст.

Спилито-диабазовая и залегающая выше кварц-кератофировая формации слагают сравнительно узкие синклинорные структуры. По-видимому, спилито-диабазовая формация отлагалась на всей территории Среднего Приднепровья, однако она была впоследствии замещена гранитоидами в антиклинальных структурах. Соответственно, она уцелела в Криворожском, Верховцевском, Чертомлыкском, Сурском, Конкском и Белозерском синклинориях (рис. 13). Мощность спилито-диабазовой формации достигает 3500 м. Она состоит главным образом из амфиболитов, биотит-амфиболовых ортосланцев и гнейсов, апоспилитов, слюдистых сланцев и железистых кварцитов. Указанная выше мощность формации отмечается в срединной Сурской зоне, а в периферических синклинориях мощность амфиболитовых толщ сокращается до 500—1000 м. В Саксаганской зоне эта формация представлена апоспилитами с бластоофитовыми и миндалекаменными структурами, местами с характерной шаровой отдельностью. Саксаганские амфиболиты образуют верхний горизонт в разрезе рассматриваемой формации.

Многочисленные химические анализы неизмененных амфиболитов показали, что петрохимически они отвечают составу океанических толеитовых базальтов и в отдельных случаях — химическому составу щелочных оливиновых базальтов.

Среди спилито-диабазовой формации залегают пачки хлорит-магнетитовых и амфибол-магнетитовых кварцитов, переслаивающихся с маг-

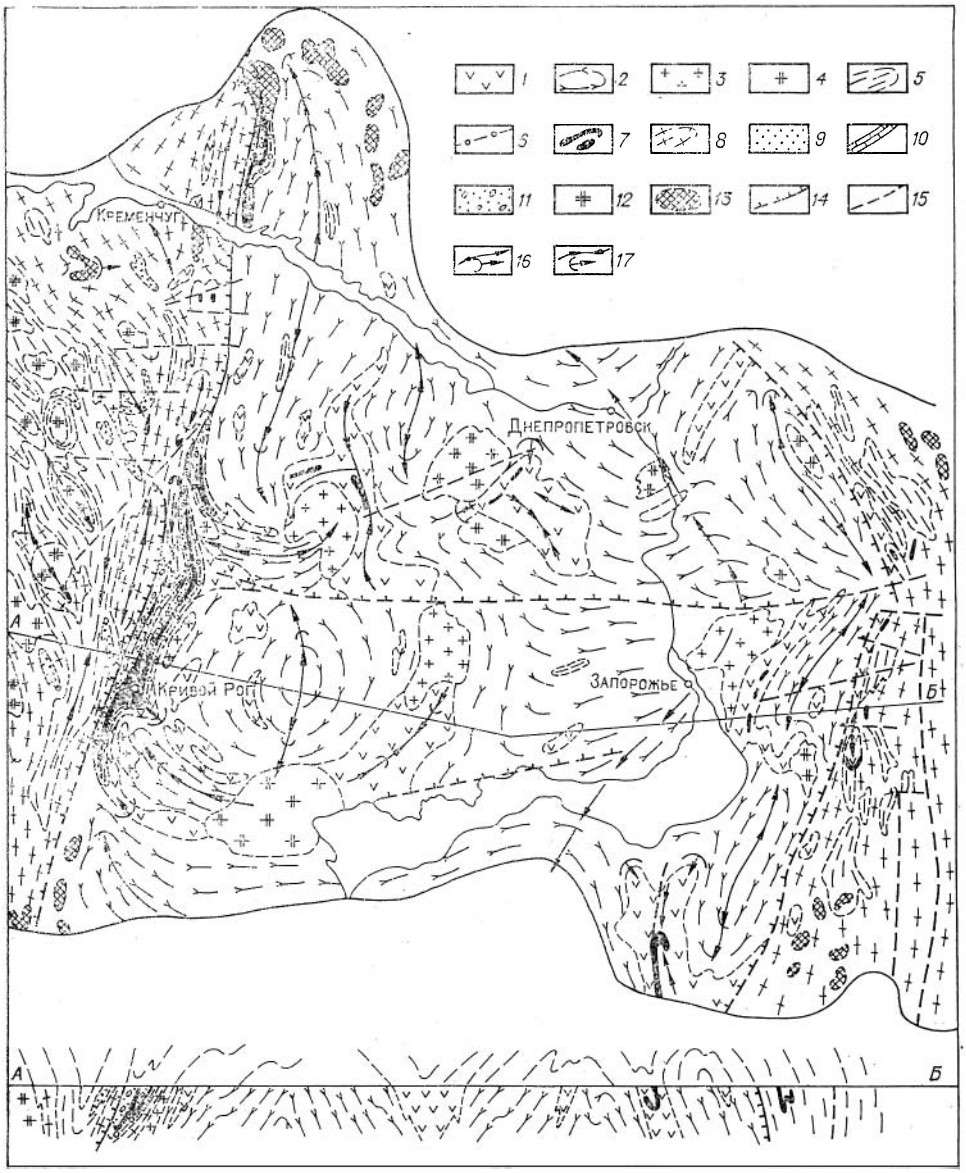


Рис. 13. Схема размещения структурно-вещественных комплексов в Приднепровском блоке (Большом Кривом Роге).

Архей (3500—2700 млн. лет): *1* — вулканогенный комплекс (спилито-диабазовая и кварц-кератофировая формации, включающие подформации ультрабазитов и железисто-кремнистых пород); *2*, *3* — плагиомигматиты (*2*) и плагиограниты (*3*) днепровского комплекса внутренних (эвгеосинклинальных) зон Большого Кривого Рога; *4* — плагиоклаз-микроклиновые граниты днепровского комплекса; *5* — гнейсы преимущественно биотитовые (нерасчлененные архей—протерозой). Нижний протерозой (2700—1900 млн. лет): *6* — нижняя терригенная формация; *7* — железорудная (джеспилитовая) формация; *8* — мигматиты микроклин-плагиоклазовые во внешних зонах Большого Кривого Рога (нерасчлененные архей — протерозой). Средний протерозой (1900—1600 млн. лет): *9* — углисто(графито)-терригенная формация; *10*— доломито-лагунная формация; *11* — молассовая формация; *12* — граниты существенно микроклиновые кировоградско-житомирского комплекса. Остальные обозначения: *13* — малоизученные магнитные аномалии, предположительно отвечающие железистым породам; *14* — глубинные разломы; *15* — тектонические разрывы; *16* — оси антиклиналей; *17* — оси синклиналей.

нетит-хлоритовыми сланцами. Они известны внутри амфиболитов Желтореченской синклинали, в Верховцевском, Чертомлыкском синклинориях и в западной части Белозерского синклинория. Мощность железистых пород измеряется первыми десятками метров, за исключением Чертомлыкского синклинория, где они достигают мощности 150—200 м и при-

обретают промышленное значение. Эти породы могут быть выделены в качестве железисто-кремнистой подформации.

Вышележащая кварц-кератофировая формация слагается из кварц-биотитовых, серицитовых и хлоритовых сланцев, апокератофиров, метаморфизованных туфопесчаников, туфитов, гравелитов и кварцито-песчаников. Они содержат прослои амфиболитов, керато-спилитов и ортосланцев. Мощность формации — до 2600 м (Белозерский синклинорий). Среди апокератофиров и сланцев выявлены и другие кислые эффузивы—биотитовые кератофиры, плагиопорфиры, фельзитовые порфиры. В этих породах не сохранилось первичного стекла, поскольку основная ткань их всюду раскристаллизована, а структуры вулканических пород, в частности бластопорфировые или очковые, всюду реликтовые.

Среди вулканогенных толщ спилито-диабазовой и кварц-кератофировой формаций залегают межпластовые интрузии серпентинитов, перидотитов, аподунитов, термолититов и горнблендитов. Они образуют ультрабазитовую подформацию. Она не занимает строгого стратиграфического положения, залегая иногда выше кварц-кератофировой формации, как, например, в Белозерском синклинории, где мощность серпентинитов, ассоциирующих с карбонатно-тальковыми породами, достигает 600 м. Они образуют пластовое тело и участвуют в складчатости наравне с другими вмещающими породами. Обычно же мощности ультрабазитовых тел равны первым десяткам метров.

Комплекс вулканогенных пород образует перечисленные выше синклинории внутренних зон Большого Кривого Рога, слагает основание Криворожского синклинория и является древнейшими породами в Орехово-Павлоградской зоне. Сурский, Белозерский и Чертомлыкский корытообразные синклинории имеют в поперечнике размеры 10—15 км, а по длинной оси — около 30 км. Вытянутые вдоль валообразных массивов гранитоидов синклинали — Галещинская и Криворожская — достигают длины 50 км и более (рис. 14). Форма синклиналей в плане отражает своеобразие глубинной складчатости фундамента, поскольку она генетически связана с поднятиями гранитоидов в смежных купольных структурах. Контуры синклинали в плане чашеобразные, заливообразные с многочисленными «виргациями» и меняющимися простираниями. Падение слоистости в них почти всюду очень крутое до вертикального, местами опрокинутого. Однако облекание возникло в результате не последующего заполнения промежуточного пространства между гранит-мигматитовыми куполами, а активного воздействия последних на вулканогенные толщи, раздвигания их, образования в них складок с возникновением реакционных контактов магматического замещения. Иначе говоря, складчатость в вулканогенных толщах и складчатость в смежных гранитоидах синхронны. При этом активное начало принадлежало последним.

Спилито-диабазовая формация — древнейшая в Украинском щите. Возраст ее амфиболитов в Белозерском синклинории, определенный калий-аргоновым методом по роговым обманкам, достигает 3500 млн. лет (Семененко и др., 1965). В других синклинорных структурах Среднего Приднепровья такие же метабазиты имеют различный изотопный возраст (2000—2800 млн. лет). Эти расхождения обычно объясняются процессами омоложения, охватившими различные структурно-формационные зоны. И все же нет пока однозначных объяснений резким отличиям в изотопных возрастах, поскольку последовательность и состав элементов разреза вулканогенных толщ в общем повторяются во всем Среднем Приднепровье и структурно они взаимопереходят, образуя единую метабазитовую серию (конкско-верховцевскую или западнобелозерскую). Эти расхождения в возрасте дали основание Н. П. Семененко отнести метабазиты и ассоциирующие с ними породы к различным возрастным группам: конкской, верховцевской, чертомлыкской, криворожской. В этом ряду каждая последующая группа моложе предыдущей.

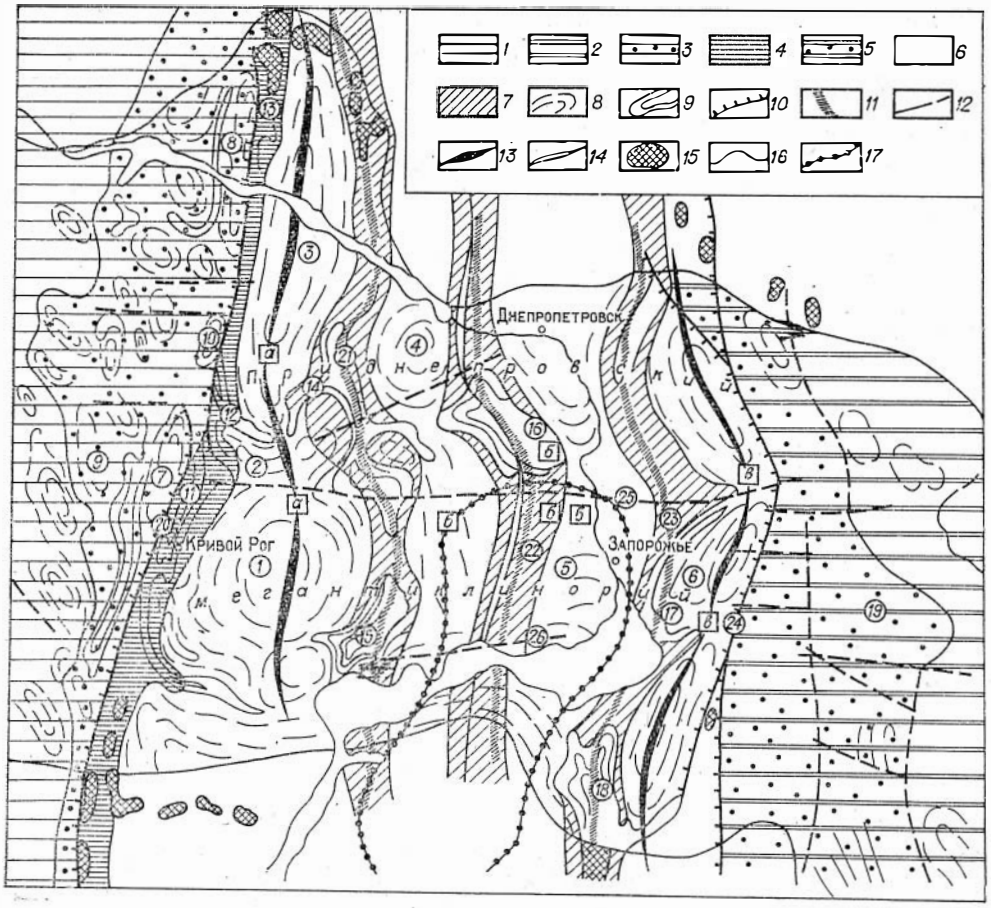


Рис. 14. Схема тектоники Приднепровского блока (Большого Кривого Рога).

Протоплатформенные блоки: *1* — Кировоградский; *2* — Приазовский. Зоны: *3* — внешняя Западно-Ингулецкая (на протоплатформенном основании Кировоградского блока); *4* — внутренняя криворожская; *5* — внешняя Орехово-Павлоградская (на протоплатформенном основании Приазовского блока); *6* — геоантиклинальные; *7* — синклинорные. *8* — антиклинальные формы (контуры и структурные линии даны по гранитоидным формациям). *9* — синклинальные формы (контуры и структурные линии даны по осадочно-вулканогенным комплексам). Разломы: *10* — краевые глубинные; *11* — внутригеосинклинальные (предполагаемые). *12* — разрывные дислокации. *13* — оси внешних геоантиклинальных поднятий. *14* — осевая зона центробежной симметрии. *15* — магнитные аномалии, вызванные железистыми породами. *16* — граница Украинского щита. *17* — контур Токмаковской гравитационной аномалии. Внутригеосинклинальная область (буквы на схеме в квадратах): *а* — западная; *б* — срединная; *в* — восточная.

Основные складчатые и разломные структуры (цифры в кружках): антиклинали (1 — Саксаганская, 2 — Демуринская, 3 — Пятихатская, 4 — Криничанская, 5 — Запорожская, 6 — Камышевахская, 7 — Ингулецкая, 8 — Омельникская, 9 — Боковянская, 10 — Зеленовская), синклинали (11 — Криворожская, 12 — Желтореченская, 13 — Галещинская, 14 — Верховцевская, 15 — Чертомлыкская, 16 — Сурская, 17 — Конкская, 18 — Белозерская, 19 — Гуляйпольская) и глубинные разломы (20 — Криворожский, 21 — Верховцево-Чертомлыкский, 22 — Сурско-Томаковский, 23 — Конкско-Белозерский, 24 — Орехово-Павлоградский, 25 — Девладовский, 26 — Никопольский).

Нет и единого мнения о возрасте кварц-кератофировой формации. Ее архейский возраст ставится под сомнение. В западном направлении от срединной Верховцевской синклинали до Желтореченской, находящейся в пределах Криворожско-Кременчугской зоны, кварц-кератофировая формация замещается по латерали груботерригенными отложениями нижней свиты криворожской серии, имеющей раннепротерозойский возраст.

Особую проблему составляют некоторые толщи гнейсов, обычно встречаемые в Среднем Приднепровье в виде крупных останцов среди мигматитов в полях гранитоидов или же внутри толщи метабазитов и под ними. Одни склонны считать их составной частью метабазитовой серии, с которой они ассоциируют. Возможно, однако, что некоторые древние гнейсы

имеют раннепротерозойский возраст, в частности в Западно-Ингулецкой и Орехово-Павлоградской зонах.

К нижнепротерозойским относятся формации, образующие криворожскую серию,— нижняя терригенная (нижняя свита) и джеспилитовая (железорудная свита). Они слагают крылья синклинальных структур Криворожско-Кременчугской зоны на всем ее меридиональном простирании длиною около 250 км. Железорудный комплекс обнаруживает себя по магнитным аномалиям и за границами Украинского щита — в фундаменте Причерноморской (Херсонская аномалия) и Днепровско-Донецкой впадин — и вновь приближается к поверхности в Курской магнитной аномалии, в общем на протяжении почти 800 км.

Нижняя терригенная формация состоит в основном из конгломератов, кварцито-песчаников и филлитов. Ее максимальная мощность в южной части Криворожского синклинория достигает 600—700 м. В Криворожском и Галещинском синклинориях эта формация представлена в зеленосланцевой фации, а в Западно-Ингулецкой и Орехово-Павлоградской зонах она подверглась более глубокому метаморфизму и представлена гранат-слюдяными сланцами, слюдистыми кварцитами, микрогнейсами и амфиболовыми сланцами. Кварциты, в отличие от кварцито-песчаников Криворожья, не обнаруживают реликтовых псаммитовых структур. Нижняя терригенная формация залегает только в краевых зонах, с несогласием перекрывая спилито-диабазовую формацию, тогда как во внутренних зонах Приднепровского блока на последнюю формацию без перерыва ложатся породы кварц-кератофировой формации. Возраст нижней терригенной формации, определенный урано-свинцовым методом, равен 2600—2700 млн. лет (Тугаринов и др., 1963). Этому предшествовал перерыв, в результате которого метабазиты на некоторых участках Саксаганской полосы Криворожской синклинали были эродированы и груботерригенные осадки нижней свиты отложились непосредственно на плагиомигматитах. Возраст последних, определенный по цирконам, равен 2800 млн. лет. Следует полагать, что в краевых зонах к тому времени сформировалась тектоническая суша в виде краевых антиклинальных поднятий (см. рис. 14), тогда как во внутренних зонах Большого Кривого Рога процесс геосинклинального вулканизма не прерывался, если не считать, что основной характер его сменился кислым, а в разрезе вулканических пород существенное значение приобрели пирокластические и терригенные породы.

Залегающая выше джеспилитовая (железисто-кремнистая) формация в Большом Кривом Роге представлена двумя типами: осадочным (криворожским) и вулканогенно-осадочным (кривбасским). Джеспилитовая формация криворожского типа (до 1200 м в районе Ленинского рудника и более 1500 м в Кременчугском месторождении) состоит из семи горизонтов железистых пород, отделенных горизонтами различных сланцев.

Каждый железистый горизонт представляет собой бесконечное переслаивание железистых, силикатных и кварцевых прослоев с ритмами различных порядков и разной полноты. Это обстоятельство, учитывая огромные мощности, позволяет считать джеспилитовую формацию своеобразным докембрийским флишем. Подобное строение имеют фанерозойские, например, известняковые флишевые толщи. В этом отношении и тот, и другой флиш тектонически адекватны. В осадочном криворожском типе не обнаруживаются вулканогенные компоненты.

Вулканогенно-осадочный тип джеспилитовой формации содержит прослои ортоамфиболитов, кварцевых апокератофиров и пирокластических пород. Мощности формации этого типа измеряются первыми сотнями метров, но флишоидный характер в ней не выражен. Вулканогенно-осадочный тип свойствен внутренним синклинориям — Белозерскому, Верховцевскому, Сурскому и Конкскому.

Оба типа джеспилитовой формации представлены в зеленосланцевой фации метаморфизма. В Западно-Ингулецкой и Орехово-Павлоградской

зонах они метаморфизованы до гранулитовой фации. Здесь господствуют гранат-пироксен-магнетитовые кварциты.

Особенностью джеспилитовой формации является повсеместное развитие в ней малых складчатых форм на фоне региональной крупной складчатости. Речь идет о характерной мелкой и дисгармоничной складчатости, нередко с вертикально поставленными шарнирами. В линейно простирающейся Саксаганской полосе Криворожского бассейна имеются крутопадающие поперечные изгибы и флексуры в железистых горизонтах. Именно к ним приурочены крупнейшие залежи богатых гематит-мартитовых и магнетитовых руд бассейна. Оруденевают также шарнирные замыкания крупных складок. Формы рудных залежей в той или иной мере контролируются ими (Белевцев, 1962а, б). В настоящее время такие залежи прослежены по падению на глубины до 2000 м.

Среднепротерозойские осадочные комплексы Приднепровского блока характерны для Криворожско-Кременчугской зоны. Они представлены формациями, образующими фрунзенскую (радионовскую) серию, залегающую со стратиграфическим несогласием на криворожской серии. Во фрунзенской серии выделяются два комплекса — нижний (карбонатно-органогенный) и верхний (груботерригенный).

Нижний комплекс состоит из толщи доломитовых (иногда с графитом) мраморов мощностью до 500 м, углистых (графитовых) сланцев, кварц-карбонатных и кварц-биотитовых сланцев. В нижней части комплекса залегают базальные кварцито-песчаники с магнетитовым цементом и железистые сланцы, добываемые в качестве рудного сырья. Углистые кварц-карбонатные и графитовые сланцы достигают суммарной мощности более 300 м. В значительной мере они состоят из метаморфизованного органического вещества синезеленых водорослей. Некоторые разности сланцев содержат графитовое вещество, в котором уцелели углеводороды. Изотопный состав углерода подтверждает биогенное происхождение гранита. Западнее Кривого Рога эти сланцы по латерали сменяются графитовыми гнейсами. В нижнем комплексе соответственно выделяются две формации — нижняя углисто(графито)-терригенная и залегающая выше — лагунно-доломитовая. Характерно, что продуктивные железистые породы в нижней части рассматриваемого комплекса имеют кластогенное происхождение и не относятся к джеспилитовой формации, а являются продуктами ее размыва. Они знаменуют смену тектонического режима в геосинклинали Большого Кривого Рога, т. е. смену доминирующего погружения возникновением поднятий — тектонических возвышенностей к востоку от Кривого Рога.

Верхний комплекс состоит из кварцито-песчаников, конгломератов и различных сланцев. Общая мощность до 2000 м. Грубо терригенный характер и положение в разрезе позволяют диагностировать его в качестве молассовой формации. Эта формация собрана в крутые складки, а породы ее испытали на некоторых участках процессы гранитизации (Буденновский карьер в Северном Криворожье).

Возраст рассматриваемых среднепротерозойских комплексов, определенный калий-аргоновым методом по биотитам и породе в целом, 1650—1850 млн. лет (Семененко и др., 1965). В обоих комплексах выявлены микрофитолиты: онколиты, катаграфии, корициумы и различные микрофоссилии, составляющие комплекс растительных остатков, вполне сопоставимый с аналогичными находками в среднем протерозое ятулия Балтийского щита и в Патомском нагорье Сибири. Вместе с тем многие исследователи относят эти комплексы к нижнему протерозою, включая их в виде верхней свиты в криворожскую серию (Тугаринов и др., 1963; Семененко, 1964; Семененко и др., 1965; Белевцев, 1962).

Стратотипы рассматриваемых комплексов находятся в Криворожском и Галещинском синклинориях, образуя ядра этих региональных структур.

Они залегают весьма круто и представлены в зеленосланцевой фации. Но к западу — в пределах Западно-Ингулецкой зоны степень метаморфизма этих пород возрастает до амфиболитовой и местами гранулитовой фации. В этой зоне характерны графитовые гнейсы и кварциты с гранобластовыми структурами.

Интрузии

Имеются в виду собственно интрузивные тела и породы главным образом кислого состава, возникшие вследствие региональных явлений плавления в итоге существенно магматического замещения. В Приднепровском блоке среди них выделяются: архейские плагиомигматиты, плагиограниты и гранодиориты внутренних зон Большого Кривого Рога; микроклин-плагиоклазовые гранитоиды, более свойственные внешним зонам; протерозойские существенно микроклиновые гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса; малые интрузии и дайковые тела различного состава и возраста.

Плагиогранитоиды — саксаганские, галещинские, демуринские, кудашевские и другие — слагают наиболее крупные гранит-мигматитовые купола и валы Среднего Приднепровья (см. рис. 14). Плагиомигматиты имеют реакционные контакты замещения с древнейшими вулканогенными комплексами. Кластогенные монцониты, ортиты и цирконы из мигматитов рек Ингулец и Саксагани имеют возраст около 2800 млн. лет. Вместе с тем в Криворожской зоне имеются также плагиограниты, обнаруживающие активные контакты и с нижней терригенной формацией криворожской серии. Пока не представляется возможным сколько-нибудь определенно расчленить плагиогранитоиды и выделить среди них архейские и раннепротерозойские.

Существенно микроклиновые граниты кировоградского типа образуют Боковянский, Верблюжский и некоторые другие куполовидные массивы. Содержание щелочей в этих гранитах достигает 8% и более. Возраст этих гранитов, определенный калий-аргоновым методом, равен 1800—1900 млн. лет. Они, несомненно, моложе криворожской серии, поскольку имеют с ней активные контакты.

Аплитоидные и пегматоидные граниты образуют малые интрузии, чаще дайковые тела. Они обнаружены во всех структурных зонах, рассекая все рассмотренные выше структурно-вещественные комплексы.

На западной границе Приднепровского блока с Орехово-Павлоградской зоной обнаружен также небольшой массив щелочных пород, представленных сиенито-фойяитовыми разностями. Изотопный возраст их 1200—1600 млн. лет (Царовский, Тимошенко, 1962).

Тектоническое районирование

Геосинклинальная зона, или система Большого Кривого Рога, охватывающая Приднепровский блок, в свою очередь расчленяется на ряд менее крупных тектонических зон (см. рис. 6): 1) центральные синклинорные зоны; 2) геоантиклинальные зоны; 3) Криворожско-Кременчугский краевой прогиб; 4) Орехово-Павлоградская внешняя зона. Первые две зоны образуют Приднепровский мегантиклинорий. Третья и четвертая представляют собой краевые зоны, ограничивающие мегантиклинорий с запада и востока.

К центральным синклинорным зонам относятся: Верховцево-Чертомлыкская, Сурско-Томаковская и Конкско-Белозерская. Им отвечают упоминавшиеся одноименные синклинорные структуры. Этим зонам свойственны начальные формации — спилито-диабазовая, кварц-кератофировая и железисто-кремнистая осадочно-вулканогенного типа.

Среди геоантиклинальных зон выделяются: внешняя западная геоантиклиналь, образованная гнейсо-мигматитовыми куполами и валами — Саксаганским, Демуринским, Пятихатским; внутренние геоантиклинали, выраженные Запорожским антиклинальным поднятием и Криничанским куполом; внешняя восточная геоантиклиналь, образованная Камышеваxским и другими куполами. Геоантиклинальные зоны сложены древнейшими архейскими плагиогранитами, плагиомигматитами и гранитогнейсами.

Криворожско-Кременчугский краевой прогиб, ограничивающий Приднепровский блок с запада, делится на две зоны: внутреннюю — Криворожскую и внешнюю — Западно-Ингулецкую. Первая состоит из ряда синклиналей: Ингулецкой, Криворожской, Восточно-Анновской, Желтореченской, Горишнеплавинской и Галещинской. В строении их участвует полный ряд геосинклинальных формационных типов, начиная от спилито-диабазовой до заключительно молассовой. Западно-Ингулецкая зона имеет редуцированные доинверсионные и хорошо развитые орогенные и позднеорогенные формации. Главными складчатыми формами здесь являются гранитовые купола и валы; Ингулецкий, Кременчугский, Омельникский, Зеленовский, Петровский, Боковянский и др. Между ними находятся синклинальные формы или их фрагменты. Западно-Ингулецкая зона отличается более высокими — амфиболитовыми и даже гранулитовыми фациями метаморфизма, тогда как для Криворожской зоны характерны зеленосланцевые фации.

Орехово-Павлоградская зона, образующая восточную краевую часть системы Большого Кривого Рога, разделяется на синклинальные структуры: Северо-Терсянскую, Васиновскую, Павловскую, Ново-Павловскую и др. По набору формационных типов и ступеням метаморфизма Орехово-Павлоградская зона подобна Западно-Ингулецкой, т. е. внешней зоне Криворожско-Кременчугского прогиба.

В строении геосинклинальной системы Большого Кривого Рога отлично выражена двухсторонняя центробежная симметрия (см. рис. 6). Ее осевая линия проходит по срединной Сурско-Томаковской зоне. По обе стороны расположены бипары рассмотренных структурных зон, а возраст складчатых форм соответственно уменьшается от осевой зоны к периферии геосинклинали.

Главные разломы — Криворожский, Орехово-Павлоградский и Девладовский. Криворожский разлом ограничивает внутреннюю и внешнюю зоны Криворожско-Кременчугского краевого прогиба. Соответственно, он является поверхностью, отделяющей зоны различного характера складчатости, метаморфизма и контрастно отличающихся мощностей доинверсионных формаций. Разлом круто падает на запад под углами 75—80°. Он вскрыт буровыми скважинами вдоль Криворожского и Галещинского синклинория, где установлено, что он состоит из серии крутопадающих дизъюнктивов в виде чешуйчатых надвигов. Разлом трассируется и за пределами Украинского щита.

Аналогичное значение имеет Орехово-Павлоградский разлом, отделяющий одноименную зону от смежной с ней на западе антиклинальной полосы. С этим разломом связаны тела ультрабазитов, группирующиеся вдоль западного края Орехово-Павлоградской зоны по линии Ново-Даниловка — Орехово — Ново-Павловка — Терсянка.

Девладовский разлом имеет широтное простирание. Он отвечает резкой региональной границе между контрастно отличающимися по интенсивности магнитными полями. Особенно четко разлом прослеживается между Саксаганским и Демуринским куполами. Здесь, между Девладово и Малой Софиевкой, в узкой зоне разлома локализованы многочисленные тела ультрабазитов.

Предположительно выделены внутригеосинклинальные глубинные разломы: Верховцево-Чертомлыкский, Сурско-Томаковский и Конкско-

Белозерский. Они выделены по максимумам остаточных аномалий силы тяжести, отвечающих максимальным мощностям осадочных и вулканогенных комплексов и по наличию многочисленных тел ультрабазитов, вытягивающихся вдоль этих максимумов на всем протяжении внутренних структурно-формационных зон.

Важнейшие разломы последующего ранга — крупные разрывы вдоль Саксаганской и других рудных зон: Тарапаковский, Саксаганский, Диагональный, Восточный, Желтореченский, Галещинский и др. Все они имеют падение на запад и представляют собой надвиги или взбросы с перемещениями в сотни метров. Эти разломы как бы делят складчатую структуру Криворожско-Кременчугской зоны на отдельные клинья и блоки.

Самыми молодыми разрывными нарушениями являются многочисленные поперечные разрывы близширотного простирания, обычно хорошо обнаруживаемые в магнитном поле, поскольку с ними ассоциируют дайки диабазов, габбро, а иногда ультрабазитов.

Приазовский блок

Приазовский блок находится в восточной части Украинского щита. От остальной территории щита он отделен Орехово-Павлоградским глубинным разломом. Вдоль этого нарушения на западной окраине Приазовского блока возникла система приразломных складок и разрывов, известная под названием Орехово-Павлоградской структурной зоны. Она была рассмотрена выше в составе геосинклинальной системы Большого Кривого Рога. Западная граница Приазовского блока проходит по Азово-Павлоградскому разлому. Важнейшие структурные элементы Приазовского блока — Приазовский горст и располагающийся между ними Конкско-Ялынский грабен (рис. 15).

Формации

Приазовский блок сложен преимущественно разнообразными гранитоидами. Среди них особенно широко распространены мигматиты; породы субстрата, по которым они возникли, наблюдаются только в виде останцов. Метаморфический комплекс Приазовья расчленяется на серии: нижнюю — западноприазовскую и верхнюю — центральноприазовскую. Они отличаются по набору формаций и по плану складчатости. Между ними устанавливается крупное стратиграфическое и угловое несогласие и они образуют два структурных этажа. Возраст образований нижнего этажа (по роговой обманке из амфиболитов) составляет 2600—2860 млн. лет (Ладиева, 1965). Наибольшее значение возраста пород верхнего этажа — 2500 млн. лет — получено по сфену из пироксен-плагиоклазовых сланцев (Кравченко, 1970). Таким образом, нижний этаж, очевидно, архейский, а верхний, по-видимому, раннепротерозойский.

Нижний структурный этаж (рис. 16) слагает Волчанский горст, почти всю территорию Конкско-Ялынского грабена (за исключением самой восточной части), западную половину Приазовского горста и небольшие площади в восточной его половине. В нижнем структурном этаже выделяются две части. Нижняя часть, видимой мощностью не менее 6 км, сложена разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами основного состава и амфиболитами. Кроме того, здесь встречаются слюдистые и железистые кварциты и кристаллические известняки. Среди гнейсов преобладают биотитовые разности. На западном крыле Обиточинской синклинали известны ставролит-биотитовые гнейсы с гравийными прослоями и рассеянной галькой. Вся эта группа пород представляет со-

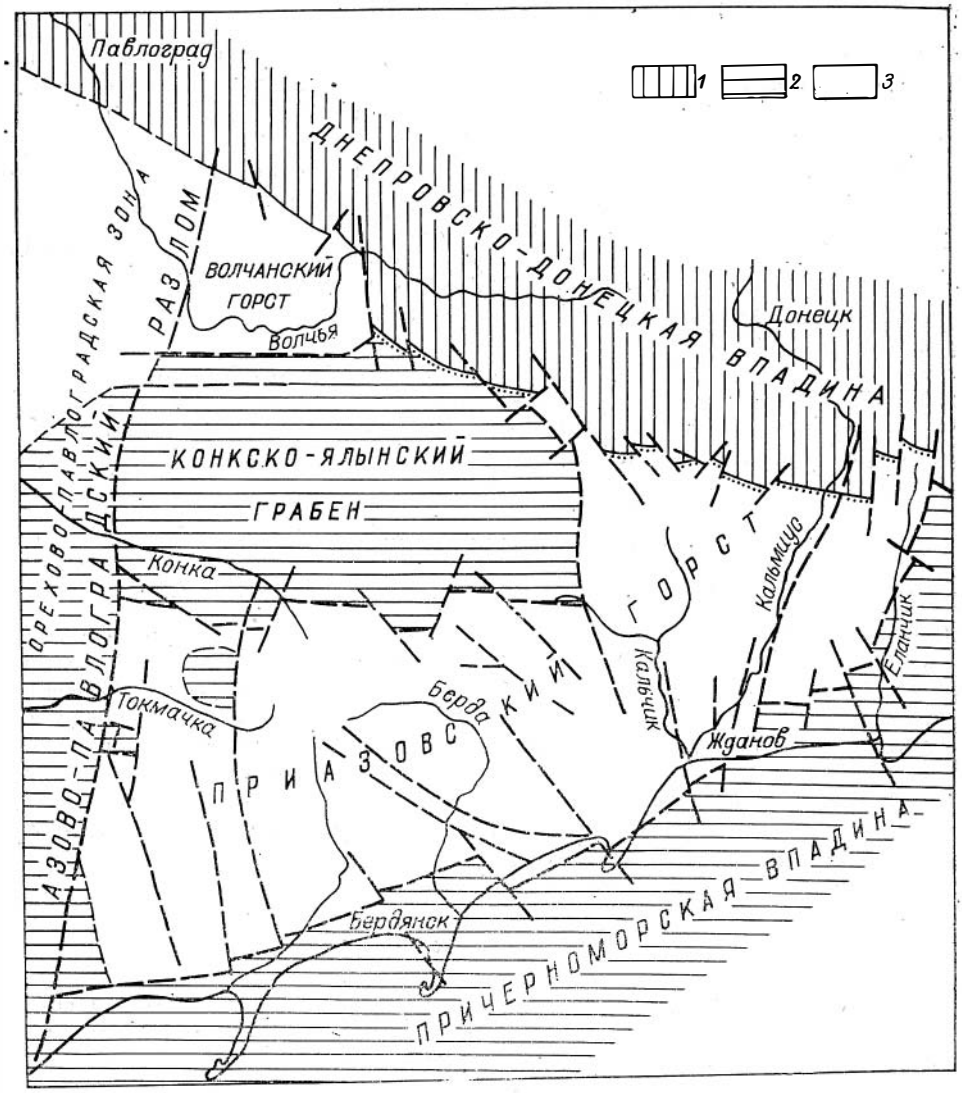


Рис. 15. Схема основных структурных элементов Приазовского блока.

1 — впадины, выполненные палеозойскими отложениями; *2* — впадины и склоны щита, перекрытые мезокайнозойскими отложениями; *3* — поднятия кристаллического фундамента.

бой метаморфизованные песчано-глинистые отложения. На их долю приходится не менее половины всего разреза комплекса. Реже встречаются амфибол- и пироксенсодержащие гнейсы.

Кристаллические сланцы основного состава сложены диопсидом, гиперстеном и основным плагиоклазом. При их гранитизации возникли амфибол-биотит-пироксеновые мигматиты — чарнокиты. Сланцы образуют пачки мощностью до 200—300 м. Большинство петрологов считает сланцы первично-вулканогенными образованиями базальтового состава. К этой же первично-вулканогенной группе относятся амфиболиты, состоящие из обычной роговой обманки и плагиоклаза, иногда с реликтовым диопсидом. Основные кристаллосланцы и амфиболиты составляют около половины разреза. Остальные породы — слюдяные и железистые (куммингтонит- и гиперстен-магнетитовые) кварциты и кристаллические известняки — находятся в подчиненном количестве и все вместе составляют не более 3—4% толщи. Они образуют линзовидные прослои на разных стратиграфических уровнях.

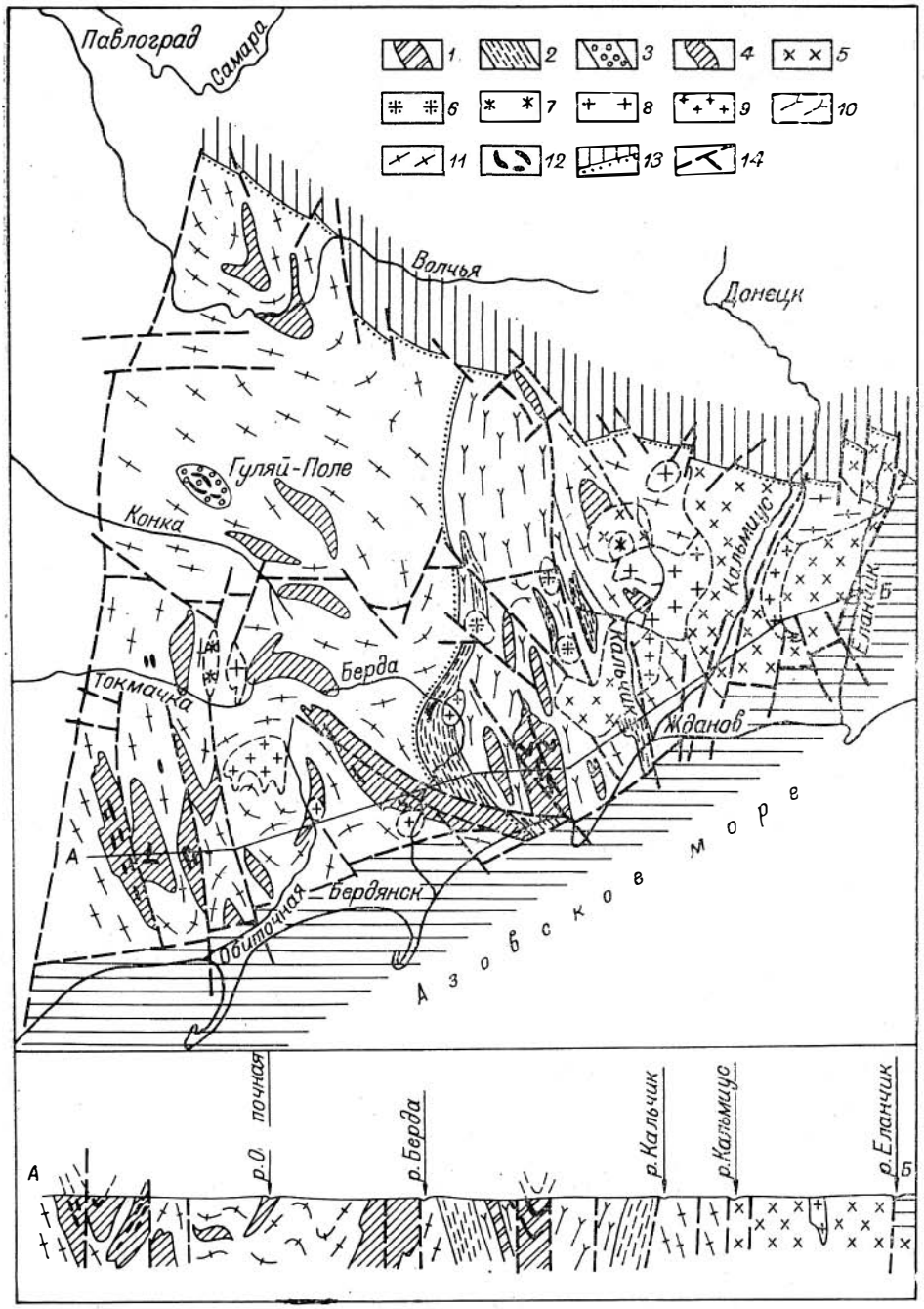


Рис. 16. Схема распространения основных структурно-вещественных комплексов в Приазовском блоке.

1, 2 — нижнепротерозойский структурный этаж (*1* — осадочно-вулканогенная, *2* — нижняя ритмичнослоистая терригенная формация); *3, 4* — архейский этаж (*3* — верхняя терригенная, *4* — вулканогенно-осадочная формации); *5—7* — Приазовский щелочной комплекс (*5* — сиениты, *6* — граниты микроклиновые, *7* — нефелиновые сиениты); *8, 9* — Кировоградский комплекс (*8* — микроклиновые лейкократовые граниты, *9* — гибридные микроклин-плагиоклазовые граниты, гранодиориты, диориты); *10* — мигматиты по породам верхнего структурного этажа; *11* — мигматиты по породам нижнего структурного этажа; *12* — железистые кварциты разного стратиграфического положения; *13* — платформенный чехол; *14* — разломы.

Рассматриваемая группа пород представляет собой вулканогенно-осадочные формации — лозоватскую и корсакскую. Указанный разрез сохраняется и в Гуляйпольской синклинали, однако далее к северу, на Волчанском горсте, разрез представлен в основном биотитовыми гнейсами.

Верхняя часть нижнего структурного этажа установлена только в ядре Гуляйпольской синклинали и выделяется в гуляйпольскую свиту. Она имеет следующий состав (снизу вверх): 1 — ставролит-андалузит-мусковитовые сланцы и олигомиктовые метапесчаники (200—250 м); 2 — магнетит-биотитовые и магнетит-куммингтонитовые кварциты (до 150—200 м); 3 — биотитовые сланцы (до 100 м); 4 — гранат-биотит-серицитовые сланцы (около 300 м) и 5 — слюдистые полевошпатовые метапесчаники (до 200—300 м). По первично-осадочному составу пород эта толща представляет собой существенно терригенную железисто-кремнисто-песчано-глинистую формацию.

Верхний структурный этаж слагает Центрально-Приазовскую синклиналь и, возможно, еще некоторые мелкие структуры к востоку от нее. В составе Центрально-Приазовской серии, образующей верхний структурный этаж, выделяются две свиты. Нижняя — бердянская — свита сложена различными гнейсами, сланцами, кристаллическими известняками и кальцифирами, полевошпатовыми и магнетитовыми кварцитами. Главное место занимают метаморфизованные песчано-глинистые отложения (не менее 80%), представленные биотитовыми, гранат-биотитовыми, силлиманит-биотитовыми гнейсами. Толща отличается ритмичным строением. В ней чередуются пачки пестрого состава, сложенные всеми указанными породами, и пачки монотонные, сложенные биотитовыми гнейсами. Наибольшую мощность (до 5—6 км) и наиболее полный разрез свита имеет в южной части блока. К северу из разреза последовательно выпадают полевошпатовые кварциты, потом карбонатные и железистые породы и, наконец, графитовые гнейсы. При этом мощность уменьшается до 2—2,5 км. В целом бердянская свита представляет собой по первичному составу пеструю ритмичнослоистую углисто-карбонатно-песчано-глинистую формацию.

На бердянской свите в ядре Центрально-Приазовской синклинали залегает мангушская свита (4—5 км). Она сложена в основном амфиболитами и пироксеновыми кристаллическими сланцами (до 70—80% разреза). Остальную часть свиты образуют биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, в меньшей мере — кристаллические известняки, кальцифиры и магнетит-пироксеновые кварциты. Таким образом, верхняя часть центрально-приазовской серии имеет существенно вулканогенный первичный состав (амфиболиты и пироксеновые сланцы) и ее следует диагностировать как осадочно-вулканогенную формацию.

Описанные выше формации, очевидно, представляли собой образования открытых морей. Об этом свидетельствует отсутствие в них значительного количества грубообломочного материала, существенно глинистый состав первичного осадочного материала и наличие тонкослоистых хемогенных образований (железистых кварцитов). Существенно терригенная формация, соответствующая гуляйпольской свите, по-видимому, также морская. Интересно, что верхняя ее часть представляет собой регрессивную серию осадков. Возможно, она является архейской верхней терригенной формацией. Перерыв между отложениями нижнего и верхнего этажа, был, по-видимому, значителен. Он связан со складчатостью в конце архея и эрозией части архейских отложений. Образования верхнего структурного этажа характеризуют новый нижнепротерозойский этап осадконакопления. Пестрая ритмично-слоистая толща бердянской свиты играла роль нижней терригенной формации.

В Приазовском блоке имеются следующие магматические и ультраметаморфические формации: гипербазитовая и плагиомигматитовая (ар-

хей — ранний протерозой); плагиоклаз-микроклиновых мигматитов и калиевых гранитов (ранний протерозой); приазовского щелочного комплекса (средний протерозой); дайковая формация (поздний протерозой).

Гипербазитовая формация представлена небольшими, обычно субсогласными, телами перидотитов и пироксенитов, в различной степени измененными последующим метаморфизмом. Размеры тел в длину не превышают в большинстве случаев нескольких десятков метров, а мощность — нескольких метров. Более крупные тела ультрабазитов известны в зоне Черниговского разлома и в ядре Октябрьского щелочного массива. Плагиомигматитовая формация связана, по-видимому, с несколькими этапами гранитизации. Субстратом для плагиомигматитов служила вулканогенно-осадочная толща, почти повсюду метаморфизованная в гранулитовой фации. К плагиомигматитовой формации относится группа гибридных и анатектических пород: плагиогранитоидов, гранодиоритов и диоритов. Они образуют многочисленные, но большей частью небольшие (2—3 кв. км) массивы, которые в краевых зонах постепенно переходят в гнейсы и мигматиты.

Формация плагиоклаз-микроклиновых мигматитов развита главным образом в центральной части блока и связана с породами верхнего структурного этажа. Однако субстратом для них были также и архейские гнейсы. В связи с этим граница между архейскими и нижнепротерозойскими мигматитами в значительной мере условна. Формация калиевых гранитов раннего протерозоя (кировоград-житомирский комплекс) представлена лейкократовыми существенно микроклиновыми породами; они образуют, в частности, крупный (около 200 кв. км) массив, известный под названием Анадольского.

Приазовский щелочной комплекс образует крупные тела в юго-восточной части Приазовского блока. Видимая площадь их распространения составляет примерно 1500 кв. км. Около 95% этой территории занимают сиениты (Кальчикский, Кальмиусский, Еланчикский и Октябрьский массивы). Примерно 2—3% площади занимают граниты, образующие небольшие (5—10 кв. км) массивы по периферии упомянутых магматических тел. В ядре Октябрьского массива на площади около 40 кв. км развиты щелочные и нефелиновые сиениты и мариуполиты. Последовательность образования пород, установленная впервые Л. Ф. Айнберг в 1930 г., следующая: сиениты — щелочные сиениты — нефелиновые сиениты. По мнению Н. А. Елисеева и В. Г. Кушева, сиенитовые массивы являются типичными трещинными интрузиями, связанными с разломами север-северо-восточного направления. Г. Г. Коньков и Р. М. Полуновский обращают внимание на то, что в некоторых местах пачки вмещающих пород — гнейсов и кристаллических известняков — без значительных изменений прослеживаются в сиенитовых массивах. Это, по их мнению, свидетельствует о том, что сиенитовая магма не была интрудирована с глубины, а образовалась на месте. Возраст сиенитов 1900 млн. лет.

Дайковая формация представлена главным образом диабазами. Дайки сосредоточены в основном вблизи зоны сочленения — блока с Днепровско-Донецкой впадиной. Они размещаются группами, которые выделяются как дайковые пояса. По-видимому, они связаны с позднепротерозойскими разломами северо-западного направления. Возраст даек, определенный по породе, варьирует в пределах 1100—1300 млн. лет.

Складчатая структура

В нижнем структурном этаже складчатые структуры ориентированы в северо-западном направлении (рис. 17). В качестве структур первого порядка выделяются синклинали: Корсакская на самой западной окраине Приазовского горста; Обиточинская в бассейне реки того же названия;

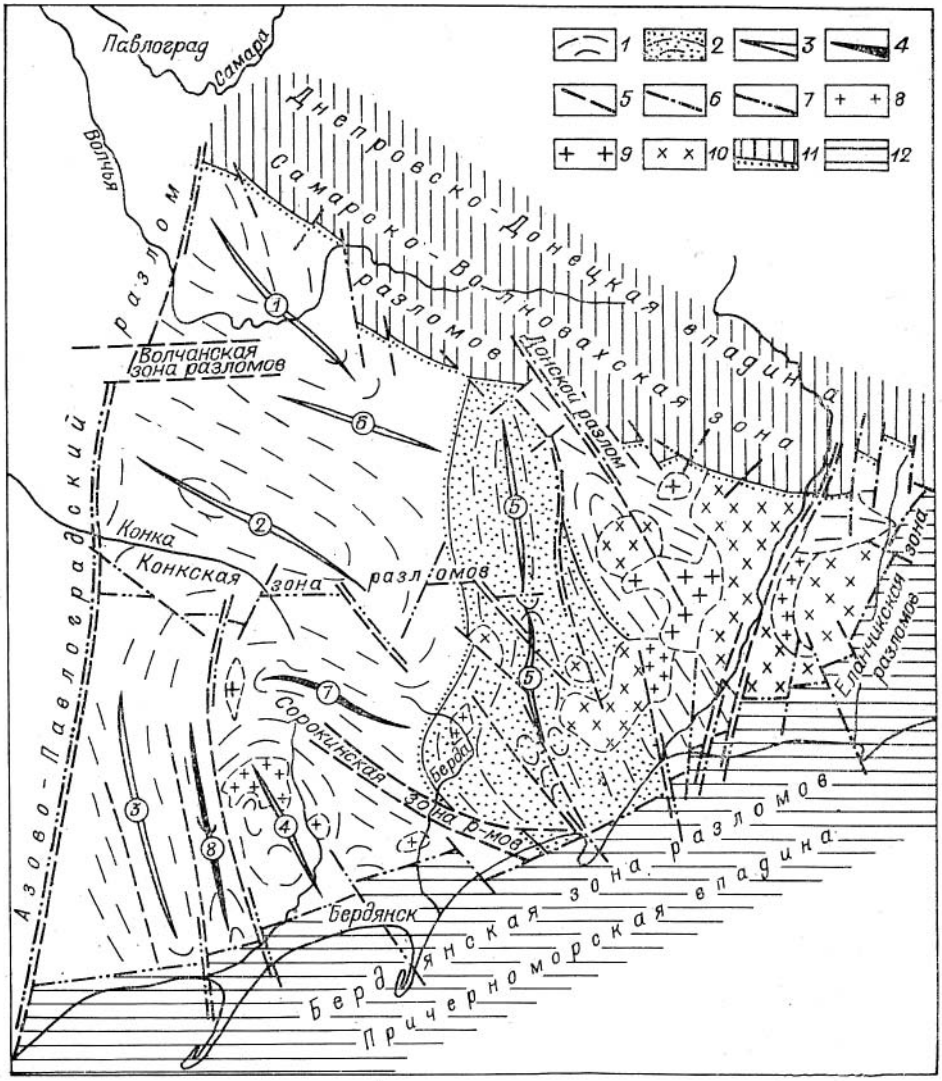


Рис. 17. Схема тектоники Приазовского блока.

1, *2* — структурные этажи (*1* — архейский, *2* — нижнепротерозойский); *3* — оси синклиналей; *4* — оси антиклиналей; *5—7* — разломы (*5* — докембрийские, *6* — палеозойские, *7* — мезокайнозойские); *8* — плагиограниты, гранодиориты и диориты; *9* — микроклиновые граниты кировоградского комплекса (PR_1); *10* — сиениты и граниты приазовского комплекса (PR_2); *11* — границы распространения палеозойских отложений; *12* — склоны щита, перекрытые мезокайнозойскими отложениями. Цифры в кружках: синклинали (1 — Волчанская, 2 — Гуляйпольская, 3 — Корсакская, *4* — Обиточинская, 5 — Центрально-Приазовская) и антиклинали (6 — Янгурская, 7 — Белоцерковская, 8 — Лозоватская).

Гуляйпольская, лежащая почти целиком в пределах Конкско-Ялынского грабена; Волчанская в пределах Волчанского горста. Между Корсакской и Обиточинской синклиналями размещается Лозоватская антиклиналь. Ее восточное крыло переходит в другую аналогичную структуру почти широтного простирания — Белоцерковскую антиклиналь. Янгурская антиклиналь разделяет Гуляйпольскую и Волчанскую синклинали. Складчатая структура Восточного Приазовья менее ясна, так как бóльшая часть площади занята там гранитоидными массивами. По геофизическим данным, небольшая синклинальная складка намечается только к северу от Октябрьского массива. В остальных же местах можно говорить лишь о простирании слоев горных пород.

В верхнем структурном этаже выделяется только одна крупная складка — Центрально-Приазовская синклиналь.

Ось Корсакской синклинали ориентирована на СЗ 340°, в этом же направлении складка раскрывается. Замыкание ее происходит, судя по геофизическим данным, в акватории Азовского моря. Падение крыльев крутое — 70—80°, в замке уменьшается до 40—45°. В северном направлении Корсакская синклиналь смыкается с Гуляйпольской синклиналью. Ось последней прослеживается в направлении СЗ 310—315°. Падение ее крыльев также крутое — 70—80°. Замок складки перекрыт отложениями верхнего структурного этажа. Обиточинская синклиналь представляет собой широкую структуру, осложненную более мелкими складками. Западное ее крыло оборвано Черниговским разломом. Детали строения Волчанской синклинали не ясны вследствие плохой обнаженности Волчанского горста. Лозоватская складка, по существу,— это горст-антиклиналь. Оба ее крыла оборваны разломами. Складка имеет почти долготное простирание. На севере она постепенно переходит в Белоцерковскую антиклиналь. Ось последней ориентирована в направлении СЗ 290—300°. Янгурская антиклиналь, выделяющаяся только по геофизическим данным, размещается целиком в пределах Конкско-Ялынского грабена.

Центрально-Приазовская синклиналь — самая крупная складка Приазовского блока. Ось ее, вытянутая в долготном направлении, прослеживается на расстоянии 70 км и, вероятно, продолжается дальше, на север. На юге, в акватории Азовского моря, складка, по-видимому, замыкается. В северном направлении ширина складки также постепенно уменьшается, но на границе с грабеном шарнир ее явно испытывает погружение. На юге Центрально-Приазовская синклиналь осложнена более мелкими складками, образовавшимися и в ядре, и на западном крыле.

Разломы

В пределах Приазовского блока выделяются разломы докембрийского, палеозойского и мезокайнозойского возраста (см. рис. 17). К докембрийским относится Азово-Павлоградский разлом. Он является восточной ветвью глубинного разлома, который отделяет Приазовский блок от остальной части Украинского щита. Этот же возраст имеют многочисленные разломы внутри блока. Они простираются большей частью в северо-западном направлении. С наиболее древними связаны пегматитовые жилы, тела ультраосновных пород, дайки микрогранитов, нефелиновых сиенитов и кварц-карбонатные жилы с медной минерализацией. Крупнейшие из них — Черниговский, Сорокинский, Малоянисольский и Донской разломы. По-видимому, к той же возрастной группе относится Кальмиусский разлом, имеющий северо-восточное простирание, и, вероятно, Волчанский разлом широтного направления.

К более поздним, позднепротерозойским, относятся разломы в восточной части Приазовского блока, с которыми связаны многочисленные дайки диабазов.

Самарско-Волчанская зона разломов, отделяющая Приазовский блок от Днепровско-Донецкой впадины, имеет палеозойский возраст. По этой зоне в девонское время происходило излияние базальтов, а в пермское и в триасовое время возникли малые интрузии основных и ультраосновных пород.

В мезокайнозойское время возникли Конкская и Бердянская зоны разломов. Главное смещение происходило в них в палеогене и неогене (Г. В. Жуков, М. И. Жуков, 1975). Древние разломы в более молодых зонах во многих случаях подновлялись. Это привело к сложной конфигурации мезокайнозойских разломных зон, осложненных многочисленными мелкими горстами и грабенами.

Главные структурные зоны (блоки) Украинского щита отчетливо выступают в физических полях. Геосинклинальным зонам отвечают наиболее крупные региональные и локальные магнитные аномалии, вызванные наличием в этих зонах пород джеспилитовой формации и ультрабазитов. Локальные гравитационные максимумы отвечают амфиболитам, слагающим синклинальные структуры, поскольку эти породы имеют избыточные плотности 0,1—0,2 г/куб. см сравнительно с гранитоидами. Геоантиклинальные зоны имеют пониженные значения магнитного поля, поскольку в них господствуют гранитоиды. Однако именно к этим зонам приурочены наиболее крупные региональные гравитационные максимумы, отвечающие выходящим на поверхность фундамента относительно плотным породам гранулитовой фации — пироксеновым гнейсам и чарнокитам.

Во многих зонах Украинского щита относительно хорошо изучены структурно-вещественные комплексы и установлены их мощности. Поэтому можно более или менее уверенно прогнозировать общие черты разреза земной коры щита до глубины 12—15 км. Эти глубины отвечают предполагаемым по магнитным и гравитационным данным глубинам замыкания синклинорных структур, сложенных породами конкско-верховцевской и криворожской серий (Юньков и др., 1969).

О составе и строении более глубоких зон земной коры можно предположительно судить по данным ГСЗ, опубликованным в работах В. Б. Соллогуба и др. (1972).

Мощность земной коры Украинского щита варьирует в пределах 30—65 км. В ней устанавливаются три слоя:

1. Верхний — гранитный — слой выделен до глубины 12—15 км, имеет сейсмические скорости 5,8—6,5 км/с и слабо выраженную горизонтальную расслоенность. В этом слое, наряду с рассмотренными выше метаморфическими образованиями, еще более распространены гранитоиды. Породы гранулитовой фации имеют подчиненное значение.

2. Промежуточный — гранито-базитовый — слой состоит из чередования пород с сейсмическими скоростями 5,5—6,8 км/с. Преобладают породы повышенной плотности, вероятно существенно пироксеновые гнейсы, чередующиеся с гранитоидами. Выделить в этом слое сколько-нибудь определенно устойчивую поверхность в виде раздела Конрада трудно.

3. Нижний слой — базитовый — по сейсмическим скоростям (6,8—7,0 км/с) отвечает основным породам. Дометаморфический субстрат их, вероятно, представлял собой базальты и габбро. Ограничивающая этот слой поверхность М по тем же данным (Соллогуб, Чекунов, 1975; Соллогуб и др.. 1972) резко расчленена. Основные перенады вдоль этой поверхности отвечают выделенным выше разломам, определяющим делимость Украинского щита на крупные блоки.

Максимальные мощности коры, интерпретируемые как корни гор, приурочены к антиклинальным зонам, примыкающим к Криворожской полосе, а на востоке — к Орехово-Павлоградской. Именно на внешних сторонах этих зон отмечается средоточие мощных груботерригенных образований — конгломератов и кварцито-песчаников. Поэтому можно полагать, что утолщения коры отвечают здесь раннепротерозойским кордильерам.

Минимальная мощность коры (30 км) приурочена к Сурской осевой зоне центробежной симметрии в геосинклинальной системе Большого Кривого Рога. Поскольку эта же зона отвечает региональной Томаковской гравитационной аномалии, можно думать, что здесь ультраосновные породы верхней мантии максимально приближены к поверхности фундамента.

Глава III

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ПОД ЧЕХЛОМ ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Основной объем информации о структуре и вещественном составе фундамента под чехлом Европейской платформы получен за последние 30 лет. Наиболее изучена Воронежская антеклиза, особенно район Курской магнитной аномалии, где неглубоко залегающий фундамент (от 0 до 200—300 м) вскрыт карьерами, шахтами и многочисленными скважинами. Огромная информация имеется также и по фундаменту нефтеносных районов Волго-Уральской области (Волго-Камская антеклиза), где на площади около 200 тыс. кв. км пробурено несколько тысяч скважин, причем примерно из 3000 получен керн. Однако проходка по фундаменту (при глубине скважин более 1,5—2,0 км) обычно измеряется здесь единицами метров (10—20, реже до 50—70 м). Лишь скв. 2000 в Туймазах в 1966 г. углубилась в кристаллические породы более чем на 2000 м. В настоящее время бурится скв. 20 000 (Миннибаево) в Татарии, уже углубившаяся в фундамент более чем на 3000 м.

Относительно хорошо разбурены западные районы Белоруссии, Северная Эстония, окрестности Ленинграда, отдельные участки в пределах Литвы, Латвии, Украины (в пределах склонов Украинского щита) и северо-восточная часть Польши (здесь фундамент вскрыт 150 скважинами).

Фундамент всей остальной территории, особенно в пределах Московской и Прикаспийской синеклиз, изучен пока недостаточно. Лишь редкими скважинами он достигнут в Московской синеклизе, и основным источником информации о его строении и вещественном составе, а для Прикаспийской синеклизы — единственным, являются геофизические данные.

Первые попытки изучения внутреннего строения фундамента под чехлом платформы были предприняты А. Д. Архангельским в 1937 г., а затем Н. С. Шатским (1946) на основе геологической интерпретации гравимагнитных аномалий. Дальнейшее развитие они получили в работах Э. Э. Фотиади (1958), А. А. Борисова (1962), Р. А. Гафарова (1963, 1971, 1973), В. Н. Зандера и др. (1967), Н. А. Неволина (1968), В. А. Дедеева (1972, 1973, 1974).

Важным этапом в геологическом картировании фундамента и отдельных ее частей на основании изучения его вещественного состава и обобщения данных бурения стали работы Л. А. Варданянца (1960, 1966), В. П. Флоренского (1957), А. И. Педашенко (1959), Т. А. Лапинской (Лапинская, Богданова, 1972), С. В. Богдановой (1974; Богданова, Лапинская, 1970; Богданова и др., 1973), М. М. Веселовской (1963), А. М. Папа (1962, 1968), Л. З. Егоровой (1964), Б. С. Ситдикова (1968), В. Д. Полищука (1964; Полищук и др., 1970), С. Н. Тихомирова (1966), А. П. Биркиса (1971), В. А. Пууры (1974), Г. Г. Доминиковского (1973) и др.

Попытки проанализировать глубинное строение платформы по данным аэромагнитной съемки и выявить закономерности ее развития в платформенный этап в связи с разнонаправленным движением блоков предприняты Т. Н. Симоненко и М. М. Толстихиной (1965, 1968).

Существенную роль в изучении фундамента сыграли геохронологические исследования (Виноградов и др., 1960; Полканов, Герлинг, 1960; Семененко, 1964).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В строении погребенного фундамента Европейской платформы, как показывают многочисленные данные бурения, принимают участие метаморфические, магматические и метасоматические образования архея, раннего и среднего протерозоя.

Архей

Наиболее распространены и изучены архейские образования в восточной части платформы (Южная Татария и Куйбышевское Заволжье). Они представлены сложным полиметаморфическим комплексом пород, сформировавшимся в течение нескольких этапов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фаций (рис. 18, 19).

Архейский комплекс фундамента Волго-Уральской области подразделяется на две серии (Лапинская, Богданова, 1972): нижнюю — отрадненскую, представленную разнообразными кристаллическими сланцами и

Схема корреляции нижнего докембрия

Группа	Подгруппа	Возрастные границы, млн. лет	Балтийский щит	Украинский щит
Протерозой	Средний	1550—1650	Граниты-рапакиви	Граниты-рапакиви
		1750—1950	Складчатость	Метаморфизм
			Субиотный (шокшинская, петрозаводская свиты)	Овручская серия
			Ладожская серия	Фрунзенская серия
			Ятулий (онежская, сегозерская серии)	
			Сариолийская серия	
			Тунгудско-надвоицкая серия	
	Нижний	2500—2800	Складчатость	Метаморфизм
			Гимольская, нарандовская, пебозерская, тундровая серии	Криворожская серия
			Тикшозерская серия	
Архей		3300—3600?	Складчатость, метаморфизм	
			Беломорская, кольская серия карельский гранито-гнейсовый комплекс	Побужская, днепровская, конско-белозерская серии

Примечание. По геохронологическим данным образования нижнего протерозоя от-

гнейсами основного состава с многочисленными мелкими телами ультрабазитов и габброидов, и верхнюю — большечеремшанскую, с высокоглиноземистыми и глиноземистыми кристаллосланцами и гнейсами, переслаивающимися с кристаллосланцами основного состава (табл. 6).

Бо́льшую часть разреза (60%) отрадненской серии слагают ультраметаморфические образования гранулитовой фации — анортозиты, эндербиты и чарнокиты. Ультрабазиты и базиты слагают около 40% вскрытого разреза, образуя согласные с общим простиранием комплекса вытянутые (иногда на 10—20 км) тела. Их взаимоотношения с ультраметаморфитами (по разрезам скважин) позволяют трактовать их в качестве реликтов субстрата отрадненской серии, сохранившихся от переработки в синклинальных структурах. Количество и размеры тел зависят от степени ультраметаморфизма и уменьшаются на участках его наибольшей интенсивности. По гравиметрическим данным в отдельных местах насыщенность отрадненской серии основными породами достигает 50—60%.

О первичных соотношениях основных метавулканитов (основные кристаллосланцы) и габброидов, переслаивающихся в разрезе отрадненской серии, судить весьма трудно. Можно лишь предполагать, что вулканиты

Таблица 6

Европейской платформы

Русская плита		
западная часть (Белорусская антеклиза, Балтийская синеклиза, южный склон Балтийского щита)	центральная часть (Воронежская антеклиза)	восточная часть (Волго-Камская антеклиза)
Граниты-рапакиви		
Интрузивный магматизм		
Белевская, лучковская свиты (Белоруссия), хогландская серия (Эстония), нотнийский комплекс (Польша)	Байгоровская свита	
Житковичская свита (Белоруссия), ягалаская и алутагузская толщи (AR — PR_1) (Эстония)	Воронцовская серия	Унийская толща
Интрузивный магматизм		
Околовская серия (Белоруссия)	Оскольская, курская серии	
Ичуканская серия (Латвия), шучинская серия (Белоруссия), мазурский и кампиноский комплексы (Польша)		Сармановская серия
Интрузивный магматизм		
Неманская серия (Белоруссия), Прибалтийский гранулитовый комплекс (Прибалтика), подлясский, цехановский и кашубский комплексы (Польша)	Михайловская, обоянская серии	Большечеремшанская, отрадненская серии

вечают верхнему архею, а среднего — нижнему протерозою.

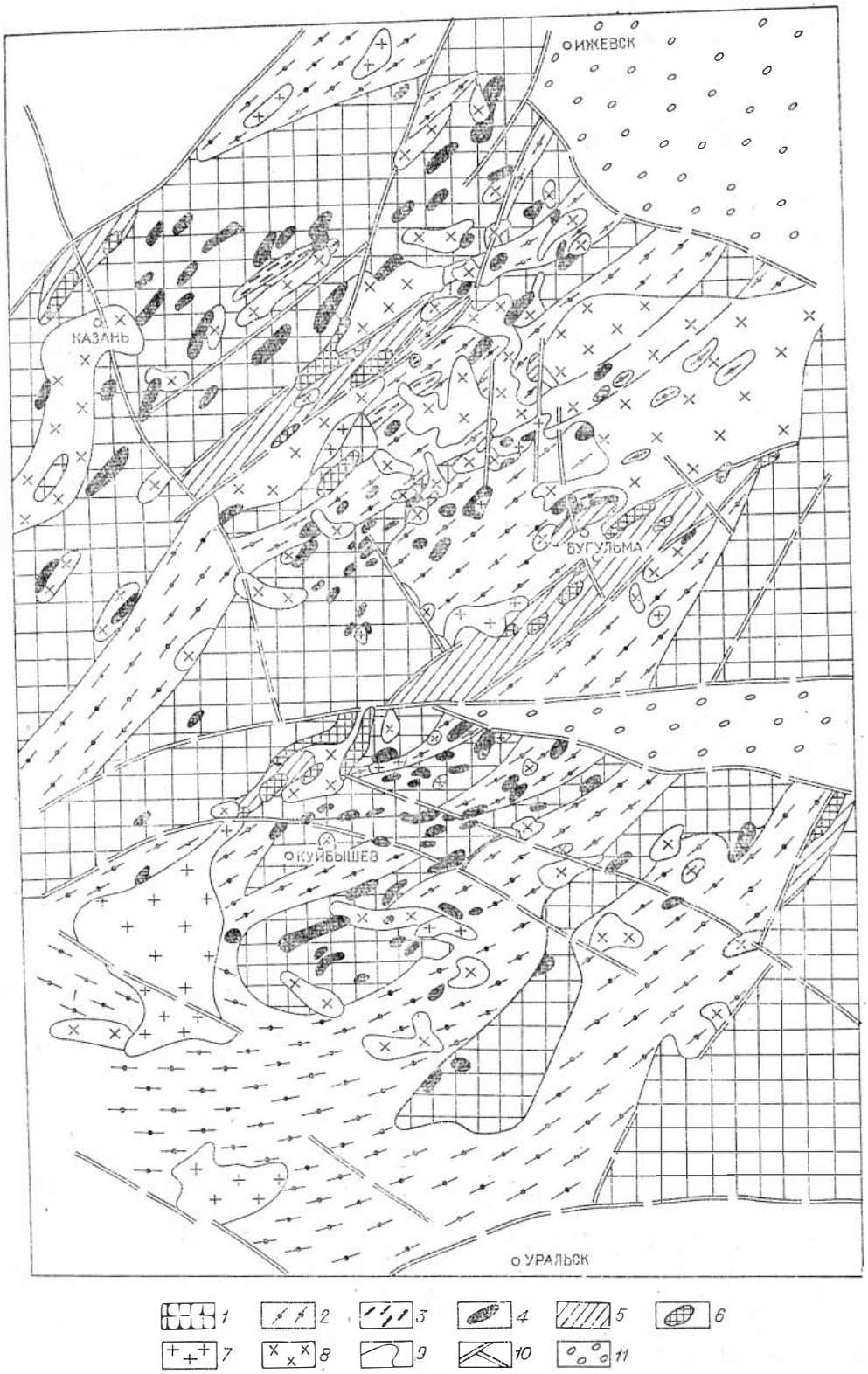


Рис. 18. Схема геологического строения фундамента центральной части Волго-Уральской области.

1—3 — серии: *1* — отрадненская (AR_1), *2* — большечеремшанская (AR_1), *3* — сармановская (PR^1); *4* — тела основных кристаллосланцев, базитов, гипербазитов, амфиболитов, *5*, *6* — туймазинский габбро-норит-анортозитовый комплекс (AR_2): *5* — анортозиты, *6* — габбро-анортозиты, габбро-нориты, гранатовые амфиболиты; *7*, *8* — гранитоиды: *7* — Аг, *8* — PR_{1-2}; *9* — границы комплексов; *10* — разломы; *11* — рифейские отложения.

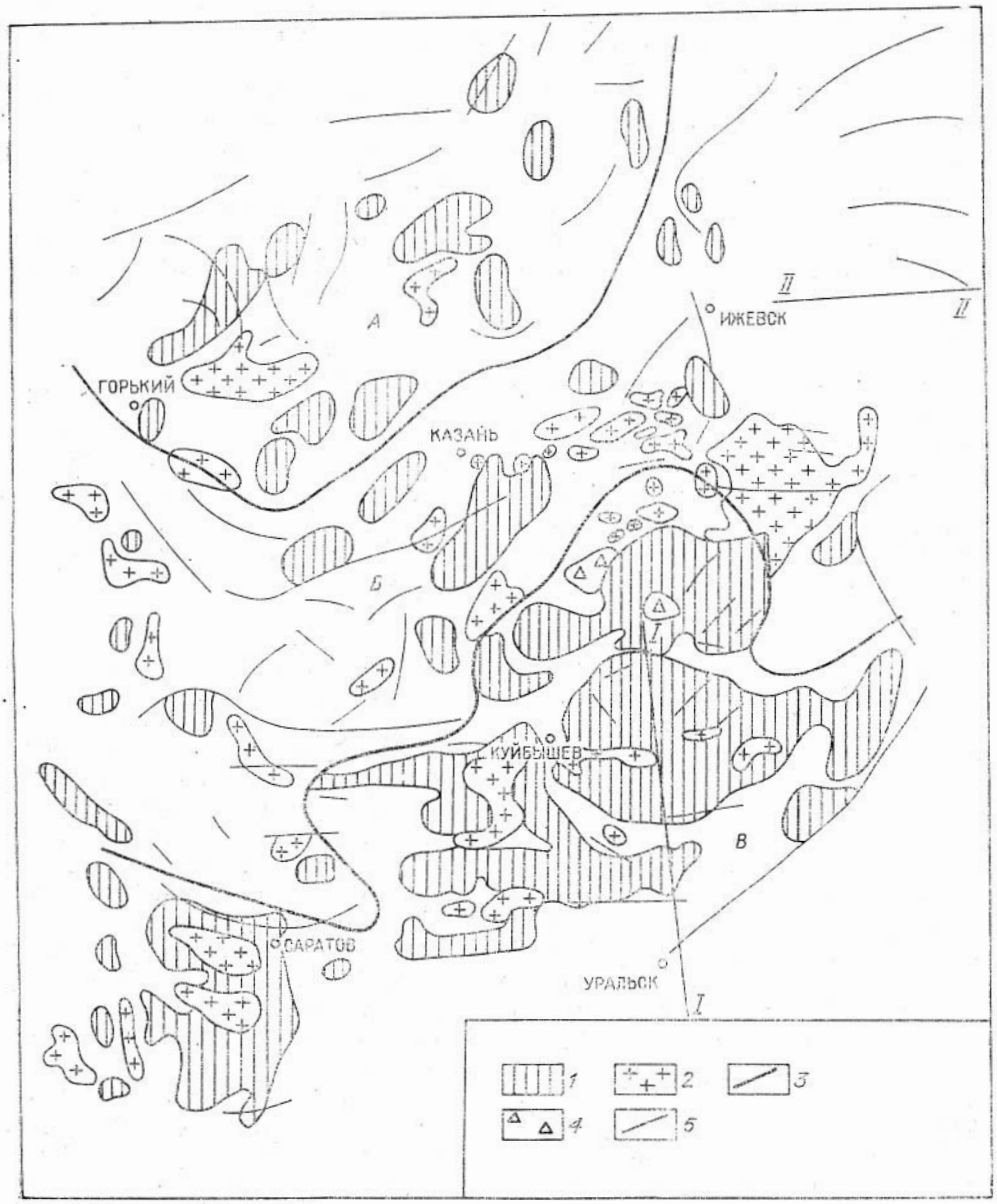


Рис. 19. Схема геолого-геофизического районирования фундамента востока Русской плиты (по Богдановой и др., 1973).

1 — области развития пород амфиболитовой фации, наложенной на гранулитовую *2* — гранитоиды; *3* — граница блоков земной коры (*А* — северный блок, *Б* — центральная зона, *В* — южный блок); *4* — области развития пород гранулитовой фации, анортозиты; *5* — оси положительных магнитных аномалий.

Профили ГСЗ: I—I — Черемшан — Уральск, II—II — Ижевск — Свердловск.

слагали протяженные пластовые тела, силлы, возможно дайки, а метагабброиды и метаультрабазиты—линзоподобные бескорневые тела. Из-за высокой степени ультраметаморфических изменений основных метавулканитов нельзя достоверно судить о латеральной или вертикальной изменчивости их состава.

По химизму они слабо дифференцированы и укладываются в узком поле оливиновых толеитов и частично щелочных базальтов. Ассоциация подобного рода базальтоидов с ультрабазитами и габброидами, значительная мощность серии, о чем можно косвенно судить по ареалам развития и

геофизическим данным, позволяют рассматривать ее в качестве офиолитовой формации, обладающей большими чертами сходства с разрезами земной коры «океанического» типа.

Большечеремшанская серия разнообразнее по составу и происхождению слагающих ее образований. По характеру разреза она аналогична кольской серии Балтийского щита. Количественно в ней резко преобладают высокоглиноземистые и глиноземистые кристаллические сланцы и гнейсы, образовавшиеся за счет первично-глинистых и алевритовых пород, содержащих углеродистый, возможно органогенный, материал. Подчиненную роль играют кристаллические сланцы основного состава, амфиболиты и эулизиты (железистые породы). Они крайне неравномерно и многократно переслаиваются метапелитами.

Слоистость серии определяет тонкослойный характер мигматизации пород. Количество гранитоидного жильного материала внутри толщ не превышает 15%. Наряду с этим в пределах распространения большечеремшанской серии широко развиты крупные массивы плагиогранитов и микропертитовых реоморфических гранитов с кордиеритом и гранатом. Мощность зон гранитообразования, по геофизическим даным, не более 2—3 км, и они, вероятно, имеют форму уплощенных линз, как бы «вложенных» в разрез большечеремшанской серии. Предполагаемая мощность рассматриваемой серии по данным гравиметрии и ГСЗ и геологическим построениям определяется в 6—8 км.

Основные метавулканиты большечеремшанской серии близки по химизму к нормальным кварцевым толеитам, менее щелочны, чем метавулканиты отрадненской серии, но с более высоким содержанием окиси калия.

Большечеремшанская и отрадненская серии одинаково метаморфизованы в условиях гранулитовой фации умеренных давлений. «Плащеобразное» залегание большечеремшанской серии, различия первичных разрезов дают основание относить эти серии к двум различным структурным этажам — катархейскому базитовому палеофундаменту (отрадненская) и раннеархейскому осадочному палеочехлу (большечеремшанская).

Изучение минеральных ассоциаций пород обеих серий показало, что они испытали по крайней мере двукратную диафторическую переработку. С первым (позднеархейским) этапом связан полифациальный метаморфизм и ультраметаморфизм от гранулитовой до амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии в пределах узких (20—70 км) вытянутых (на 250—300 км) зон, для которых характерна насыщенность телами габбро-норитов, габбро-анортозитов туймазинского комплекса. Они несут позднеархейскую метаморфическую зональность. Обращает на себя внимание довольно ограниченный масштаб позднеархейского гранитообразования и приуроченность обычно небольших тел гранитоидов (эндербитов, чарнокитов, мезопертитовых гранитов, диозитов) к зонам разломов.

Второй этап диафторических преобразований архейских пород, который, вероятно, синхронен и изофациален прогрессивному метаморфизму раннепротерозойских толщ, особенно проявился в краевых частях архейских массивов на контактах их с линейными зонами карелид. С этим этапом связаны мощные зоны гранитизации, главным образом в областях преимущественного развития большечеремшанской серии.

Этим обстоятельством в основном объясняются крайне заниженные датировки возраста пород архейского комплекса, полученные калий-аргоновым методом (Гаррис, Постников, 1970). Наиболее древние даты (2570 и 2540 млн. лет) получены для диафторитов Туймазинского габбро-анортозитового массива; несколько подобных чисел дали гранитоиды в пределах Камско-Вятской зоны карелид (Гафаров, 1973). Однако подавляющая часть датировок (рис. 20), дает «протерозойские» значения возраста (от 1,7 до 2,2 млрд. лет), что связано с метаморфическими и метасоматическими изменениями архейских пород в соответствующее время.

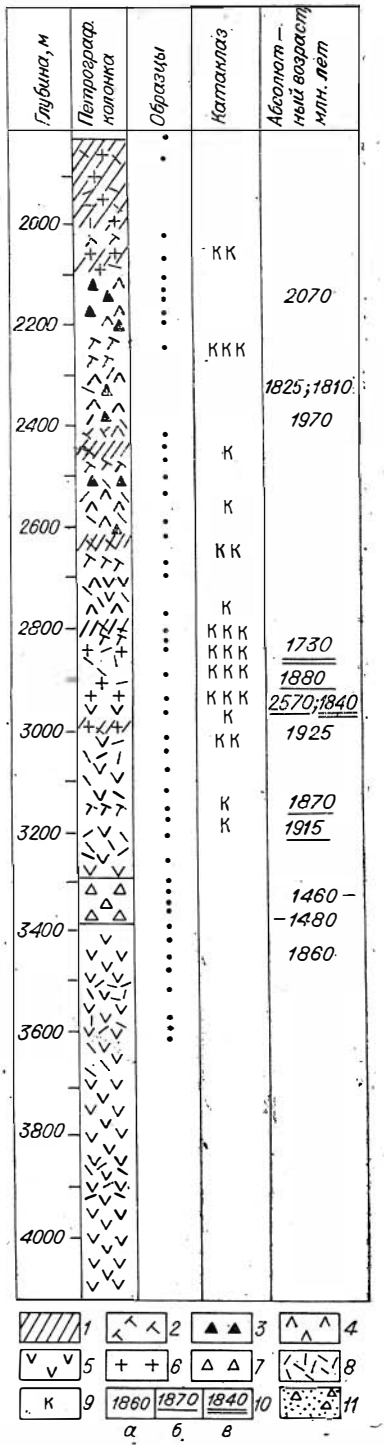


Рис. 20. Разрез докембрия по Туймазинской опорной скважине № 2000.

1 — биотитовые плагиогнейсы; *2* — биотит-амфиболитовые плагиогнейсы; *3* — анортозиты; *4* — амфиболиты; *5* — амфиболовые и гиперстеновые диориты; *6* — микроклиновые граниты; *7* — диабазы (PR_3); *8* — разрушенность пород; *9* — катаклаз (к — слабый, кк — средний, ккк — сильный); *10* — значения абсолютного возраста (*а* — по валовой пробе, *б* — по биотиту, *в* — по микроклину); *11* — бавлинские отложения (PR_3).

Аналогичный двучленный разрез гранулитового комплекса по данным бурения устанавливается и в Прибалтике, где архейские образования (высокоглиноземистые и пироксеновые гнейсы и сланцы, чернокиты и др.) широко распространены на юге Эстонии, севере Латвии, на западе Литвы и Белоруссии. Очень развиты высокоглиноземистые гнейсы в центральной и западной частях Ленинградской области, а также на Карельском перешейке (Тихомиров,1966). Единичными скважинами архейские гнейсы различного состава вскрываются в центральных районах платформы, в том числе и в пределах Московской синеклизы.

В пределах Воронежской антеклизы к нижнему (архейскому) структурному этажу бесспорно относятся породы обоянской серии, которая выделяется в антиклинорных зонах, слагая в их пределах огромные площади. На современных геологических картах она, как правило, показана совместно с комплексом древнейших гранитоидов. В состав серии включены биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые плагиогнейсы, содержащие в подчиненном количестве пачки амфиболитов, пироксен-амфиболовых сланцев и силлиманитсодержащих гнейсов, изредка железистых кварцитов. Для железистых кварцитов характерны резкие контакты с вмещающими породами, отсутствие ритмичности, невыдержанность горизонтов по простиранию, незначительная мощность, массивные текстуры. Среди образований обоянской серии наиболее распространены мигматиты.

Некоторые исследователи относят к нижнему структурному этажу михайловскую серию, считая ее неразрывно связанной с обоянской (обоянь-михайловская серия, по Горбунову и др., 1969). Основанием для этого служат отсутствие структурных несогласий и достоверных перерывов и наличие постепенных переходов от пород михайловской серии, в том числе присущих ей железистых кварцитов, в мигматиты обоянской серии. Вместе с тем образования михайловской серии в основном развиты в синклинорных зонах, а в ее основании установлена древняя кора выветривания.

В составе михайловской серии выделяются две толщи. Нижняя толща образована сланцеватыми или массивными амфиболитами, переслаивающимися с кварцитами или кварц-ставролит-биотитовыми, амфиболовыми двуслюдяными сланцами. Мощность этой толщи не менее 600 м.

Верхняя толща михайловской серии обладает более пестрым составом: ее слагают тонкозернистые биотит-плагиоклазовые и плагиоклаз-биотит-амфиболовые роговиковоподобные породы с редкими вкрапленниками плагиоклаза и линзовидными выделениями кварца, напоминающими миндалины. Кроме того, широко развиты метаморфизованные кварцевые порфиры и кератофиры, их туфы, кварц-биотитовые, биотит-хлоритовые, альбит-биотитовые сланцы, содержащие прослои безрудных и малорудных железистых кварцитов. Мощность этой толщи (максимальная) в Михайловском районе достигает 1000 м (Полищук и др., 1970).

Породы нижнего структурного этажа метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации низких давлений. Но среди образований михайловской и обоянской серий выявлены породы с реликтовыми минеральными ассоциациями, содержащими гиперстен и силлиманит. Это позволяет предполагать, что амфиболитовая фация метаморфизма есть результат диафтореза, а условия прогрессивного регионального метаморфизма отвечали гранулитовой фации. Процессы метаморфизма амфиболитовой фации сопровождались интенсивно проявленным ультраметаморфизмом и широким образованием мигматитов.

Изотопный возраст минералов (К-Ar метод) из пород обоянской серии укладывается в интервале 1700—2500 млн. лет, михайловской серии — 1565—2060 млн. лет (Виноградов и др., 1960; Полищук и др., 1970) и 2656 млн. лет (Петров, 1973). Эти датировки отражают время проявления процессов метаморфизма.

Ранний и средний протерозой

Разрез нижне-, среднепротерозойских образований фундамента лучше всего изучен на Воронежской антеклизе (см. табл. 1). В нем выделяются образования курской, оскольской, воронцовской серий, разделенных перерывами. Но отсутствие убедительных данных о структурных несогласиях между сериями и близость метаморфизма позволяют относить их к одному структурному этажу. Этот верхний структурный этаж фундамента характеризуется двумя типами разрезов.

Разрезы первого типа наиболее широко распространены в основных синклинорных зонах КМА (Юго-Западной и Северо-Восточной). В основании разрезов на разных породах нижнего этажа залегают породы курской серии. В ее основании отмечается кора выветривания (Голивкин, 1975). Выше залегает ритмичная сланцево-кварцитовая толща (нижняя свита), состоящая из конгломератов, гравелитов и метапесчаников, переходящих в метаалевролиты, иногда с прослоями мраморизованных доломитов. Верхняя часть свиты сложена филлитовидными и аспидными сланцами с прослоями метаалевролитов. В составе свиты выделяются три трансгрессивно-регрессивных ритма, каждый из которых начинается конгломератами и гравелитами. В конгломератах обнаружены гальки (до 15 см) кварца, реже гнейсов, сланцев, вулканогенных пород и обломки кристаллов плагиоклаза. Мощность сланцево-кварцитовой толщи колеблется от десятков до 1000—1500 м.

Согласно и с постепенным переходом на нижней свите залегают образования верхней свиты. Она сложена одной или двумя пачками магнетитовых и железнослюдково-магнетитовых, частью мартитизированных кварцитов, разделенных пачкой филлитовидных гранат-биотитовых, гранат-амфибол-биотитовых и других сланцев. Мощность сланцевой пачки—от нескольких до десятков метров; общая мощность свиты оценивается от 500 (Полищук и др., 1970) до 1200 м (Голивкин, Романюк, 1970).

Курская серия перекрыта оскольской серией. В ее состав включены отложения бывшей верхней свиты курской серии, курбакинской и тимской толщ. Оскольская серия отделена от курской перерывом и корой выветривания (Полищук, 1964). В основании серии залегают конгломераты, гравелиты, осадочные серицит-гематитовые, гематит-кварцевые с магнетитом и серицит-хлорит-гематитовые руды.

Конгломераты слагают линзовидные тела мощностью от 1 до 100 м. Среди обломков установлены яшмовидные кварциты, тонкополосчатые гематитовые и безрудные кварциты, серый жильный кварц. Обломки сцементированы серицитом, кварцем, карбонатом с примесью мелкообломочных мартита и железистой слюдки. Горизонты конгломератов чередуются с пачками кварц-серицитовых сланцев и метаалевролитов, переслаивающихся с прослоями породы, состоящей из обломков окисленных железистых кварцитов, зерен мартита и железистой слюдки, сцементированных мелкозернистым кварцем и серицитом. Наблюдаются также кварц-карбонат-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые и серицитовые сланцы и ритмично чередующиеся кварцевые песчаники, гравелиты с обломками железистых пород и серицитовых сланцев. Характерны графитсодержащие сланцы и туфопесчаники. Состав, мощность и последовательность пород, слагающих серию, сильно меняются на площади. Показательны плохая сортированность обломочных пород и разномасштабная ритмичность. В некоторых районах КМА в составе серии устанавливаются пачки доломитов и известняков, а также прослои шунгитов. Местами осадочные породы замещаются (или перекрываются) кислыми и основными лавами и туфогенными породами. Мощность серии — многие сотни метров.

Разрезы второго типа развиты в пределах Восточно-Воронежского синклинория и частично к западу от него. Это воронцовская серия и байгоровская толща (свита). Воронцовская серия состоит из двух толщ (Горбунов и др., 1969; Зайцев и др., 1969). Нижняя толща выделена только к западу от Лосевско-Мамонского разлома и представлена амфибол-плагиоклазовыми кристаллосланцами и метавулканитами основного, среднего и кислого состава. В ряде случаев породы мигматизированы. Мощность толщи — не менее 1000 м. Собственно воронцовская серия (верхняя толща) распространена преимущественно к востоку от Лосевско-Мамонского разлома в пределах Восточно-Воронежской синклинорной зоны. Толща обладает флишоидным строением и сложена филлитовидными, местами углистыми, гранат-ставролит-биотитовыми (иногда с кордиеритом, силлиманитом) сланцами, алевролитовыми филлитами, двуслюдяными гнейсами, метапесчаниками, в том числе туфогенными, графитовыми сланцами и гнейсами. Характерно чередование графитовых и высокоглиноземистых сланцев и гнейсов. Мощность верхней толщи более 1500 м. Непосредственные соотношения ее с нижней толщей не установлены.

Байгоровская толща (свита) слагает относительно узкую полосу, прилегающую с запада к Лосевско-Мамоновской зоне разломов. По-видимому, она трансгрессивно залегает на древних гранитоидах, мигматитах и метавулканитах нижней толщи воронцовской серии. Соотношения ее с верхней толщей воронцовской серии не установлены. Байгоровская толща представлена крутозалегающими туфопесчаниками, туфогравелитами и туфоконгломератами и обладает мощностью не менее 350—400 м. Конгломераты образуют прослои мощностью 10—20 м. В низу толщи преобладают гальки основных и средних эффузивов, кварцевых порфиров, реже отмечаются обломки гранитоидов, туфослащев, кварца. Цемент — серицит-хлоритовый сланец с кальцитом, эпидотом, рудным минералом. Как правило, гальки занимают до 60—95% объема породы. Однако встречаются прослои с единичными «плавающими» обломками. Размер обломков не превышает 15 см.

Соотношения между двумя выделенными типами разрезов не достаточно выяснены. Бесспорным является наиболее древний возраст курской серии. Одними исследователями образования оскольской серии помещают-

ся ниже воронцовской серии (Голивкин, 1975), другими — воронцовская серия сопоставляется с верхами разреза оскольской серии (тимская свита) (Горбунов и др., 1969).

Породы верхнего структурного этажа метаморфизованы в амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Наблюдается и вертикальная (возрастание степени метаморфизма вниз по разрезу), и горизонтальная метаморфическая зональность (Полищук и др., 1970). Наименее метаморфизованы породы байгоровской толщи—степень их преобразования не превышает зеленосланцевой фации.

Изотопный возраст пород верхнего этажа получен урано-свинцовым и калий-аргоновым методами. Возраст циркона, монацита и урансодержащего пирита из цемента конгломератов и кварцитов курской серии близок 2730—2750 млн. лет, что отражает, вероятно, возраст метаморфизма пород нижнего этажа. Определенный калий-аргоновым методом возраст пород курской, оскольской и воронцовской серий близок 1850—2000 млн. лет, редко он снижается до 1750 млн. лет (Полищук и др., 1970; Петров, 1973). По всей вероятности, изотопные датировки в 1900—2000 млн. лет отражают время проявления процессов регионального прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма в породах верхнего этажа и диафтореза в нижнем структурном этаже.

В пределах Волго-Уральской области к достоверно нижнепротерозойским образованиям можно отнести вулканогенно-осадочные породы сармановской серии (Лапинская, Богданова, 1972). Они развиты в пределах сильно эродированного южного гранулитового блока и представлены мелкозернистыми амфиболовыми и биотит-амфиболовыми сланцами (метадиабазами). Реже — в пределах зон раннепротерозойского диафтореза и гранитизации. Встречаются жедеритовые и биотит-гранатовые сланцы, а также мусковит-силлиманитовые, магнетит-гиперстеновые, магнетит-амфиболовые кварциты.

Аналогом песчанико-сланцевой толщи воронцовской серии с ее ясно выраженной метаморфической зональностью от мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой фации можно считать вскрытую в северной части Волго-Уральской области скважиной Уни-13 так называемую унийскую толщу (Ситдиков, 1975). Возраст сланцев этой толщи и сопутствующих им гранитоидов по K-Ar методу соответствует среднему протерозою (1,8—2 млрд. лет).

К раннему — среднему протерозою могут быть отнесены также вскрытые несколькими скважинами в Северной Татарии породы кукморской толщи (Ситдиков, 1975), представленные антофиллит-тремолит-хлоритовыми, амфибол-биотитовыми, биотитовыми и высокоглиноземистыми сланцами. Кукморская толща коррелируется с гимольской и парандовской сериями Балтийского щита.

Стратиграфическим аналогом курской серии в западных районах платформы является выделенная недавно при бурении на западе Белоруссии так называемая околовская серия, состоящая из трех свит: нижней — амфиболитовой; средней — железорудной (железистые кварциты и куммингтонитовые сланцы); верхней — гнейсовой (гнейсы с гранатом, силлиманитом, биотитом, амфиболом). К раннему протерозою относят также развитые на западе Белоруссии (вдоль границы с Польшей) образования шучинской серии, слагающей, как и околовская серия, узкие синклинорные зоны северо-восточного простирания и метабазитовые образования (амфиболовые, биотит-амфиболовые мелкозернистые гнейсы и сланцы) инчукалнской толщи, вскрытые многими скважинами восточнее Риги.

Средний (верхний?) протерозой в южной Белоруссии представлен розовыми кварцитами белевской свиты (Черняховский и др., 1972), сопоставляемой с толкачевской свитой овручской серии Украинского щита. Аналогичные кварциты вскрыты также бурением в северо-восточной части Польши.

Наибольшее разнообразие магматических образований установлено в пределах Воронежской антеклизы (Чернышев, Бочаров, 1972). Здесь среди гранитоидных пород наиболее древним является (салтыковский) гранитоидный комплекс, представленный плагиогранитами (мигматит-плагиогранитная формация) с возрастом 1790—2265 млн. лет. Этот комплекс пространственно приурочен к гнейсам обоянской серии КМА и их мигматизирует. К раннему протерозою относятся гранитоиды усманского комплекса с возрастом 1840—2200 млн. лет, развитые преимущественно в пределах синклинорных зон КМА, а также павловский комплекс (мигматит-гранит-граносиенитовая формация) с возрастом 1850—2050 млн. лет, приуроченный в основном к лосевой толще воронцовской серии восточной части Воронежской антеклизы. Наиболее молодыми являются среднепротерозойские микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые граниты атаманского (КМА), лискинского и бобровского (юго-восточная часть антеклизы) комплексов (формация субщелочных гранитов и сиенитов) с возрастом 1560—1800 млн. лет, пространственно связанные с курской и воронцовской сериями.

Интрузии основного и ультраосновного состава представлены следующими комплексами:

1. Бесединский архейского возраста — небольшие линзовидные тела габбро-амфиболитов, пироксенитов, перидотитов, серпентинитов (габбро-пироксенит-перидотитовая формация) среди гнейсов обоянской серии КМА.

2. Железногорский комплекс (ранний протерозой) КМА и сергеевский (юго-восточная часть антеклизы) — мелкие тела ультрабазитов (гипербазитовая формация) в породах михайловской серии.

3. Мамонский комплекс (средний протерозой — 1740—2200 млн. лет) — габброиды и ультрабазиты (габбро-норит-гипербазитовая формация), несущие медно-никелевое оруденение и широко развитые в восточной части антеклизы среди образований воронцовской серии.

4. Смородинский комплекс (1277—1470 млн. лет) формации дифференцированных габбро-долеритовых интрузий, развитый в центральной и северо-восточных частях КМА.

Основные сведения о магматических комплексах Волго-Уральской области и их формационной принадлежности приведены в табл. 7.

К архейским магматическим комплексам фундамента Белорусской антеклизы относятся аплит-пегматоидные граниты (в основном ортоклазовые) голеновского комплекса, а также основные породы (габбро, габбро-нориты и пироксениты) березовского и корелического комплексов. К раннему протерозою отнесены граниты выгоновского и габброиды русиновского комплексов. Встречено несколько мелких массивов габброидов (в ассоциации с рапакивиподобными гранитами), отнесенных к среднему протерозою.

Следует отметить также широкое развитие в Ленинградской области и Эстонии в пределах Новгородского блока раннепротерозойских микроклиновых гранитов, с которыми связана интенсивная гранитизация архейских гнейсовых толщ.

Наконец, только на западе платформы бурением установлены граниты рапакиви и ассоциирующие с ними анортозиты (Тихомиров, 1965; Биркис, 1971; Пуура, 1974). Крупнейший из известных массивов рапакиви (Рижский), площадью более 50 тыс. кв. км, выявлен в Западной Латвии. Он охватывает весь Курземский полуостров, большую часть акватории Рижского залива, южную часть о. Сааремаа и по геофизическим данным прослеживается еще далеко в пределах Балтийского моря. Ряд мелких массивов рапакиви и рапакивиподобных гранитов установлен бурением в Ленинградской области (Лужский массив), в Эстонии (Найссаарский, Мярьямааский, Нээмеский массивы) и в северо-восточной части Польши, где помимо

Таблица 7

Магматические формации раннего докембрия Русской плиты

Стратиграфическая шкала		Западные районы (Белорусская антеклиза, Балтийская синеклиза, южный склон Балтийского щита)	Центральные районы (Воронежская антеклиза)	Восточные районы (Волго-Камская антеклиза)
Протерозой	средний	Формации рапакиви, калиевых гранитов, гранодиоритовая (песковский, выгоновский, мостовский, озерский, полонский, микашевичский комплексы)	Габбро-долеритовая (смородинский комплекс), субщелочная гранито-сиенитовая (лискинский комплекс, атаманский, бобровский комплексы), габбро-гранитная (ольховский комплекс), габбро-норит-гипербазитовая (мамонский комплекс)	Формация калиевых гранитов и сиенитов
	ранний	Габбровая (русиновский комплекс)	Мигматит-гранит-граносиенитовая (павловский комплекс), габбро-диорит-гранодиоритовая (стойло-николаевский комплекс), габбро-плагиогранитная (усманский комплекс), гипербазитовая (дунит-гарцбургитовая — железногорский комплекс)	Гранит-мигматитовая, гранодиорит-плагиогранит-мигматитовая (бакалинский комплекс), диабазовая, андезит-базальтовая, пикрит-базальтовая
Архей		Гранит-мигматитовая (голеновский комплекс), габбро-норитовая (корелический, березовский комплексы)	Мигматит-плагиогранитная (салтыковский комплекс), габбро-пироксенит-перидотитовая (бесединский комплекс)	Гранит-мигматитовая (рахмановский комплекс), анортозит-эндербит-мигматитовая (нурлатский и туймазинский комплексы), андезито-базальтовая (толеитовая), габбро-перидотитовая (чубовский комплекс), оливин-базальтовая

этого выявлены массивы габбро-анортозитов (Сувалки), сиенитов (Элк) и щелочно-ультраосновных пород, площадью соответственно 170—1100, 250 и 15 кв. км.

СТРУКТУРА ФУНДАМЕНТА

Основные особенности внутреннего строения и вещественного состава фундамента отражаются в специфике гравитационного и, особенно, магнитного полей: в их морфологии, интенсивности и размерах аномалий, в значениях намагниченности и плотности.

В целом для аномального магнитного и гравитационного полей характерно чередование областей с мозаичной структурой поля и зон полосовых аномалий. Области с мозаичной структурой поля на всех опубликованных схемах (Гафаров, 1963, 1971, 1973; Дедеев, 1972, 1973, 1974; Зандер и др., 1967; и др.) традиционно сопоставляются с древними архейскими массивами (докарельскими ядрами), а облекающие их зоны полосовых магнитных аномалий — с ранне-, среднепротерозойскими (карельскими) складчатыми структурами.

Последние имеют довольно значительное площадное распространение и образуют протяженные ветвящиеся зоны сложной конфигурации, пересекающие всю платформу и образующие подобие «каркаса», как бы «цементирующего» жесткие архейские массивы (блоки), выполняющие роль своеобразных «ячеек» в этом «каркасе».

Рис. 21. Схема внутреннего строения фундамента Европейской платформы. Составил С. Н. Тихомиров с использованием материалов Р. А. Гафарова (1973) и В. А. Дедеева (1973).

1 — границы платформы; *2* — архейские массивы (1 — Мурманский, 2 — Беломорский, 3 — Карельский, 4 — Северодвинский; 5 — Онего-Двинский, 6 — Верхне-Волжский (Вышневолоцкий), 7 — Новгородский, 8 — Даугавпилсский, 9 — Клайпедский (Литовский), 10 — Мазовецкий, 11 — Добжинский, 12 — Поморский, 13 — Минский, 14 — Бобруйский, 15 — Карачевский, 16 — Сумской, 17 — Курский, 18 — Ливненско-Каширенский, 19 — Россошанский, 20 — Балашовский, 21 — Горьковский, 22 — Вятский, 23 — Верхнекамский, 24 — Пермский, 25 — Волго-Камский, 26 — Прикаспийский, 27 — Приазовский, 28 — Приднепровский, 29 — Кировоградский, 30 — Подольский, 31 — Волынский); *3, 4* — ранне- (*3*) и среднепротерозойские (*4*) складчатые системы (I — Кольская, II — Карельская, III — Мезенско-Камская, IV — Московская, V — Ярославская, VI — Белорусско-Балтийская, VII — Курская, VIII — Воронежская, IX — Рязано-Саратовская, X — Камско-Вятская, XI — Башкирская, XII — Орехово-Павлоградская, XIII — Криворожская, XIV — Одесская, XV — Припятско-Днепровская); *5* — граниты рапакиви; *6* — гранитоиды разного возраста; *7* — базиты и гипербазиты; *8* — железистые кварциты; *9* — разломы.

При этом для фундамента плиты характерен специфический структурный рисунок, заключающийся в своеобразном веерообразном разветвлении во всех направлениях от ее центра (примерно в районе Великих Лук) протерозойских складчатых зон и дугообразном их изгибании («выпуклостью» на восток) в северной части плиты. Такое же, в общем, дугообразное ветвление характерно и для структурного плана платформенных образований позднего протерозоя, что указывает на определенную унаследованность тектонического развития. Приуроченность многих рифейских грабенов и авлакогенов к линейным зонам карелид отмечается и во многих других районах платформы. Представленная на рис. 21 картина внутренней структуры фундамента отражает лишь основные черты его строения.

Среди архейских массивов и их отдельных блоков по структурно-вещественным особенностям и геофизическим характеристикам выделяются два основных типа: 1) массивы, характеризующиеся повышенным аномальным магнитным полем, сложенные в основном глубоко метаморфизованными (в гранулитовой и амфиболовой фациях) эффузивно-осадочными образованиями, гнейсами различного состава, амфиболитами, метабазитами; 2) массивы, характеризующиеся пониженным магнитным полем и широким развитием в их пределах гранитоидов интрузивного и метасоматического генезиса. Для обоих типов характерны куполовидные структурные формы, и они нередко выделяются под названием гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов и овалов (Салоп, 1973; Каляев, 1965; Кратц, 1963; Крутиховская и др., 1972).

Кроме того, сохранившиеся в областях карельской складчатости архейские массивы (блоки) различаются по степени переработки. В интенсивно переработанных массивах нередко преобладают более молодые (протерозойские) образования (метаморфические, интрузивные, метасоматические), и они, по существу, превращаются в своеобразные протерозойские «псевдоморфозы», лишь сохранившие в геофизических полях архейский структурный «каркас».

Из довольно многочисленных опубликованных схем внутреннего строения фундамента Европейской платформы наибольшую известность имеют схемы Р. А. Гафарова (1963, 1971, 1973) и В. А. Дедеева (1972, 1973, 1974).

Эти схемы, построенные на принципах возрастного разделения складчатых структур, мало отличаются друг от друга в отношении рисовки крупных структурных элементов и их тектонического содержания. Различия касаются в основном названий и дробности разделения отдельных структур по возрасту (например, архейские массивы у Р. А. Гафарова и ранне-, позднеархейские нерасчлененные, архейские — у В. А. Дедеева), а также рисовки контуров более мелких массивов и складчатых зон. Однако в ряде случаев имеются и существенные отличия. Так, выделенный В. А. Дедеевым севернее Вологды раннеархейский Онего-Двинский срединный массив интерпретируется Р. А. Гафаровым как Онего-Вагская зона свекофенно-карельской складчатости. Имеются на схемах различия и в терминах («срединный массив», «складчатая система», «блок», «зона переработки» и т. д.), применяемых к одним и тем же структурным элементам.

Ограничимся перечислением наиболее крупных и общеупотребительных названий структурных элементов фундамента, позаимствованных со схем Р. А. Гафарова (1973) и В. А. Дедеева (1973).

Среди крупнейших архейских массивов под чехлом платформы выделяются Северодвинский, Волго-Уральский, Новгородский, Воронежский, Прикаспийский. К массивам (блокам) более мелкого порядка можно отнести Ржевский (Вышневолоцкий), Даугавпилсский, Западно-Литовский, Мазовецкий (в Польше), Минский, Бобруйский, Окско-Волжский (Горьковский), Верхнекамский (Камский), Красноуфимский (Пермский).

Наиболее значительными карельскими (свекофенно-карельскими) складчатыми зонами (системами), обрамляющими (иногда рассекающими) архейские массивы, являются Мезенско-Камская, Московская, Ярославская, Курская, Рязано-Саратовская, Белорусско-Балтийская и др.

Однако анализ современного блокового строения фундамента показывает, что древние структурные элементы пространственно не всегда совпадают с контурами блоков, оформившихся в течение длительного платформенного этапа развития и объединяющих в ряде случаев остатки разновозрастных палеоструктур (Симоненко, Толстихина, 1968; Спрыгина, 1968). При районировании фундамента мы будем исходить из выделения «необлоков», разделяя их по размерам на «мегаблоки» (в поперечнике более 500 км), «блоки» (от 100 до 500 км) и «микроблоки» (менее 100 км).

При этом под блоком понимается длительно развивающийся участок земной коры, ограниченный зонами тектонических нарушений глубокого

заложения и характеризующийся особенностями геофизических полей, обусловленными: 1) различиями физических свойств горных пород; 2) размещением геологических тел в фундаменте; 3) глубинной структурой коры;во многих случаях «необлоки» находят отражение в современном морфоструктурном плане фундамента.

Различные аспекты анализа блоковой структуры платформы и отдельных ее регионов рассмотрены в ряде работ (Фотиади, 1958; Борисов, 1962; Симоненко, Толстихина, 1965, 1968; Подоба, Серова, 1964; Спрыгина, 1968).

Полученные за последнее время новые материалы дистанционных (космических) методов исследования указывают на широкое распространение в фундаменте Европейской платформы разнопорядковых концентрических структур центрального типа, в большинстве случаев отвечающих древним жестким блокам фундамента, которые проявляли себя в различные этапы платформенного развития (в том числе и в неотектоническом этапе) и как бы «просвечивают» сквозь осадочный чехол, отражаясь на космических снимках.

В рельефе поверхности Мохоровичича Европейская платформа выделяется как крупный, почти изометричный блок земной коры с поперечником около 2500 км, центр которого располагается в районе верхней Волги. Платформа состоит из системы более мелких длительно развивающихся (вплоть до настоящего времени) полигональных блоков разного порядка, заложившихся еще в доплатформенный этап развития и отражающих общую горизонтальную и вертикальную неоднородность земной коры. В ее пределах устойчиво прослеживаются две границы —поверхность фундамента и поверхность Мохо.

Наиболее достоверные сведения о поведении глубинных слоев земной коры получены на профилях ГСЗ, однако число их невелико. Они в основном проведены на Балтийском и Украинском щитах, отчасти в Прикаспийской синеклизе, в пределах Волго-Уральской антеклизы и Припятско-Днепровского авлакогена. Наибольший интерес представляет профиль ГСЗ Черное море — Воркута, который пересек всю платформу в субмеридиональном направлении. К сожалению, пока опубликованы лишь материалы по южной половине профиля (до Кинешмы) (Соллогуб, 1967; Чекунов, 1972). Данные ГСЗ указывают на значительную дробность земной коры и резкое изменение мощностей глубинных слоев и их скоростных характеристик в блоках разного порядка в зависимости от их тектонического положения.

Как правило, для крупных структур наблюдаются обратные соотношения между глубинами фундамента и поверхности М — сокращение мощности консолидированной коры под глубокими впадинами и авлакогенами и погружения поверхности М под поднятиями (Беляевский, Борисов, 1974; Чекунов, 1972).

Глубины залегания поверхности М на Европейской платформе меняются от 30 до 55 км, достигая максимальных значений (более 50 км) на Украинском щите и Воронежской антеклизе, а минимальных (30—35 км) —в Московской и Прикаспийской синеклизах. При этом наибольшая мощность земной коры наблюдается под раннепротерозойскими эпигеосинклинальными зонами (например, под структурами Кривого Рога) (Чекунов, 1972). Аналогичная связь между структурами карелид и морфологией поверхности М наблюдается также на Балтийском щите. В то же время для архейских блоков с аномальным мозаичным магнитным полем характерны относительно небольшие глубины до поверхности М (Беляевский, Борисов, 1974).

Специфическая особенность Прикаспийской синеклизы — наличие в ее осевой части вытянутой в субширотном направлении узкой зоны ((100—150) × 800 км) поднятий поверхности М (до 30 км) с полным выклиниванием в ее пределах «гранитного» слоя (Беляевский, Борисов, 1974). Выполняющая синеклизу многокилометровая осадочная толща залегает здесь

непосредственно на «базальтовом» слое, мощность которого сокращена до 10 км. Полосе поднятий поверхности М соответствует поле интенсивных гравитационных максимумов (Хобдинский, Аралсорский и др.). С севера и с юга синеклиза ограничена глубокими (более 140 км) погружениями поверхности М с «нормальным» трехслойным строением земной коры.

В пределах Воронежской антеклизы мощность земной коры колеблется от 38 до 51 км (с увеличением к северу), причем на профиле ГСЗ Купяжск—Липецк ясно фиксируются три блока: 1) юго-западный (включающий КМА) с мощностью коры 38—47 км; 2) центральный — 42—48 км; 3) северный с мощностями коры до 50 км и более. Преимущественное значение имеет «базальтовый» слой, мощность его в центральном блоке возрастает до 30 км и более, а мощность «гранитного» слоя составляет 10—20 км.

Для Волго-Уральской антеклизы мощность земной коры определяется в 35—40 км, причем повышенная мощность характерна для областей сводовых поднятий (Татарский, Оренбургский своды), а рельеф подошвы осадочного слоя (мощность его 1,5—2,5 км) в целом обратный. Здесь также фиксируются значительные колебания поверхностей Конрада и Мохо, которые иногда образуют обращенные структурные формы (рис. 22, 23).

Припятско-Днепровский авлакоген, пересеченный несколькими профилями ГСЗ, выполненный осадочной толщей мощностью в осевой части 10—12 км, характеризуется соответствующим подъемом поверхности М (на 10 км) от бортов авлакогена к центру. Мощность коры соответственно уменьшается, но в основном за счет «базальтового» слоя, тогда как мощность «гранитного» слоя уменьшается незначительно — на 2—5 км. В то же время по простиранию авлакогена с северо-запада на юго-восток (от Батурина до Ростова-на-Дону) отмечается увеличение мощности «гранитного» слоя (с 10—12 до 25 км) при соответствующем сокращении «базальтового» (с 25—30 до 15—20 км) (Соловьева, 1971).

На остальной части платформы данные ГСЗ отсутствуют, а интерпретация материалов гравиметрии для оценки глубинного строения оказывается не всегда надежной.

Обнаруживающаяся в сложной структуре геофизических полей упорядоченность в размещении аномалий и аномальных зон определенной конфигурации и интенсивности и особенности глубинного строения позволяют разделить всю территорию платформы на три части (северную, южную и центральную), каждая из которых в свою очередь расчленяется на ряд последовательно соподчиненных по размерности и внутреннему строению мегаблоков (размером более 500 км) и блоков (в зависимости от числа параметров, учитываемых при районировании) (рис. 24).

В северной части платформы выделяются Кольский, Карельский, Свекофеннский, Свеко-Норвежский и Рыбинско-Котласский (Среднерусский) мегаблоки. Они ограничиваются с юга зонами разломов, протягивающихся от Таллина через Псков, Великие Луки, Москву, Киров, Пермь.

Южную часть платформы, включающую Украинский, Воронежский и Прикаспийский мегаблоки, примерно ограничивает линия Тернополь — Мозырь — Москва — Рязань — Саратов — Уральск — Оренбург.

Центральная часть платформы состоит из крупных мегаблоков (Волго-Камского и Белорусско-Прибалтийского), образующих подобие двух симметрично расположенных относительно ее центра секторов и выделяющихся в геофизических полях наибольшей концентрацией зон интенсивных положительных магнитных аномалий. Примечательно, что и в западном, и в восточном мегаблоках широко развиты образования архейского гранулитового комплекса (пироксеновые и глиноземистые гнейсы, чарнокиты, габбронориты, анортозиты). Эта обособленность мегаблоков центральной части платформы и их специфическая геолого-геофизическая характеристика до сих пор не нашла своего отражения на опубликованных тектонических схемах фундамента.

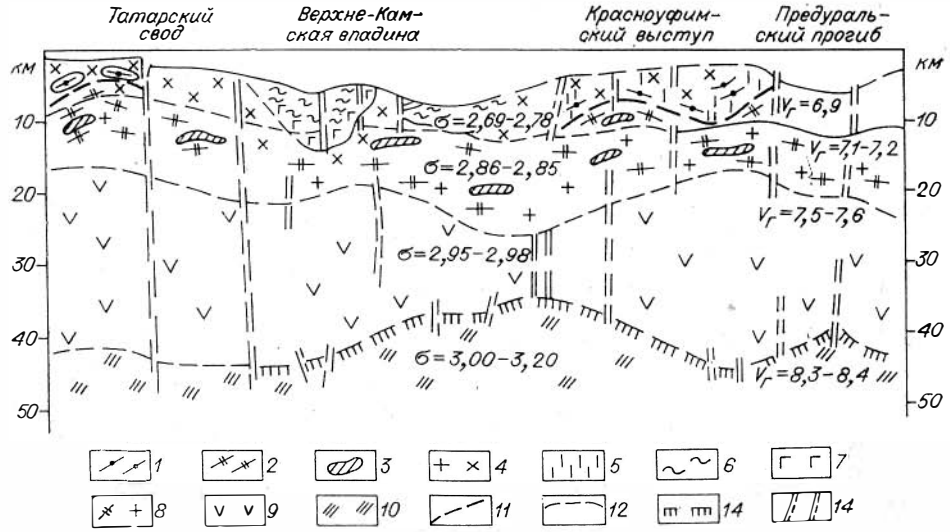


Рис. 22. Геолого-геофизический профиль Ижевск — Свердловск (по С. В. Богдановой и др., 1973).

1 — большечеремшанская серия архея; *2* — отрадненская серия архея; *3* — анортозиты; *4* — гранитоиды гранулитовой (*а*) и амфиболитовой (*б*) фаций; *5* — диафторические образования; *6* — карельские образования; *7* — вулканогенные карельские образования; *8* — «чарнокит-гранулитовый» слой; *9* — «базальтовый» слой; *10* — мантия; *11* — структурно-стратиграфические границы; *12* — гравитационно-сейсмические границы; *13* — граница М; *14* — разломы.

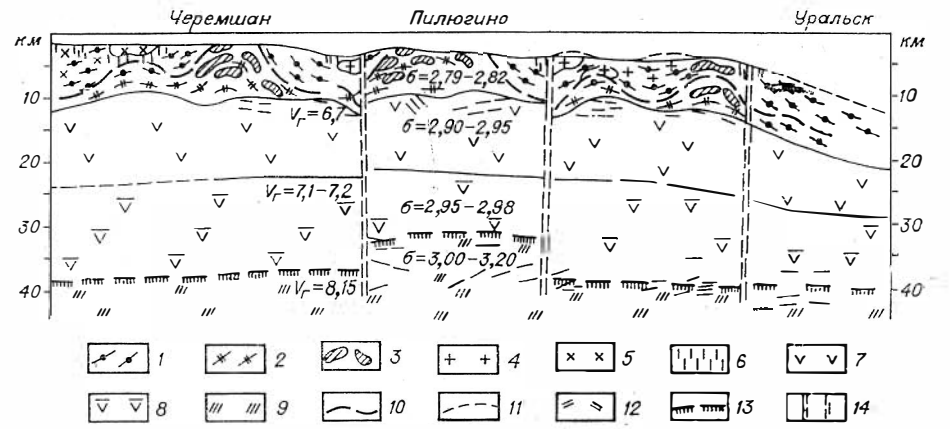


Рис. 23. Геолого-геофизический профиль Черемшан — Уральск (по С. В. Богдановой и др., 1973).

1 — большечеремшанская серия архея; *2* — отрадненская серия архея; *3* — анортозиты; *4* — гранитоиды гранулитовой (*а*) и амфиболитовой (*б*) фаций; *5* — гранитоиды амфиболитовой фации (в основном плагиограниты); *6* — диафторические изменения; *7* и *8* — «базальтовый» слой; *9* — мантия; *10* — структурно-стратиграфические границы; *11* — гравитационно-сейсмические границы; *12* — сейсмические площадки; *13* — граница М; *14* — разломы.

Для центральных районов платформы характерно наличие зоны уменьшенной мощности земной коры северо-западного простирания, примерно совпадающей в контурах со Среднерусским мегаблоком и как бы делящей (по поверхности Мохо) всю платформу на две приблизительно равные части. Северная граница указанной зоны проходит по линии Гродно—Великие Луки—Рыбинск — Котлас — Сыктывкар, а южная — по линии Львов — Луцк — Могилев — Смоленск — Москва — Иваново — Киров).

Большинство выделенных мегаблоков совпадают с известными морфоструктурами фундамента и представляют собой крупные (до 500—1000 км) полигональные участки земной коры, разделенные авлакогенами (грабенами) или зонами глубинных разломов. Последние обычно являются

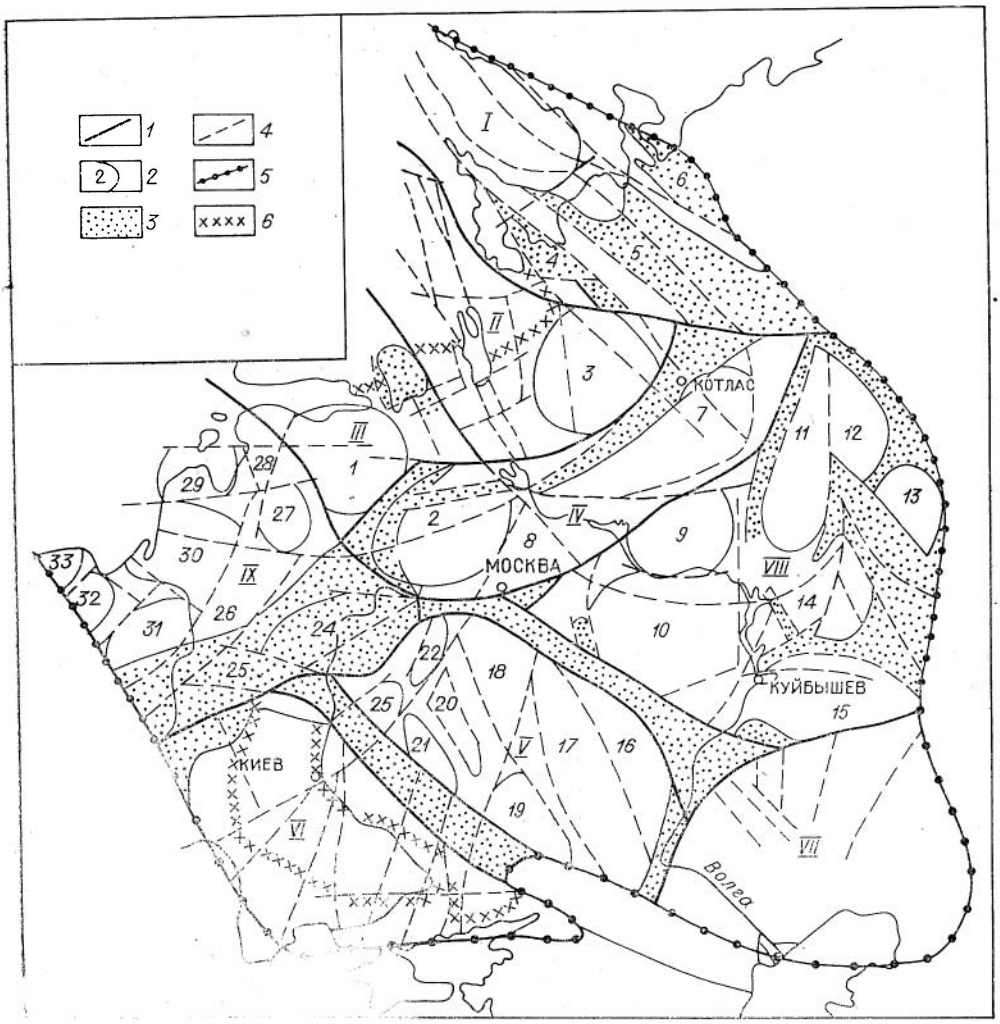


Рис. 24. Схема блокового строения фундамента под чехлом Европейской платформы. Составили Т. В. Спрыгина и С. Н. Тихомиров.

1 — границы мегаблоков (I — Кольский, II — Карельский, III — Свекофеннский, IV — Среднерусский, V — Воронежский, VI — Украинский, VII — Прикаспийский, VIII — Волго-Камский, IX — Белорусско-Прибалтийский); *2* — границы блоков (1 — Новгородский, 2 — Верхневолжский, 3 — Вологодский, 4 — Архангельский, 5 — Мезенский, 6 — Кажимский, 7 — Сухонский, 8 — Московский, 9 — Горьковский, 10 — Саранский, 11 — Вятский 12 — Верхнекамский, 13 — Пермский, 14 — Нижнекамский, 15 — Жигулевский, 16 — Балашовский, 17 — Борисоглебский, 18 — Дивненский, 19 — Россошанский, 20 — Курский, 21 — Сумской, 22 — Брянский, 23 — Бахмачский, 24 — Бобруйский, 25 — Припятский, 26 — Вильнюсский, 27 — Даугавпилсский, 28 — Валмиерский, 29 — Курземский, 30 — Клайпедский, 31 — Мазовецкий, 32 — Добжинский, 33— Поморский); *3* — площади развития рифейских отложений; *4* — разломы; *5* — граница Европейской платформы; *6* — границы щитов.

элементами геометрически правильной планетарной сети разломов и укладываются в определенные системы, характеризующиеся выдержанной азимутальной ориентировкой и закономерным изменением межразломных расстояний (Тяпкин, 1974; Чебаненко, 1963).

В пределах мегаблоков по геофизическим данным можно наметить целый ряд более мелких структур (от десятков до сотен километров в поперечнике) — блоков,многие из которых имеют в плане изометричную форму. К числу наиболее отчетливо выраженных блоков в северной части платформы можно отнести Новгородский (юго-западное окончание Свекофеннского мегаблока), Вологодский (Онего-Двинский, по В. А. Дедееву, 1974), Верхневолжский (Вышневолоцкий, по В. А. Дедееву, 1974), Котласский, Северодвинский, Мезенский блоки. В южной части платформы в пределах

Воронежского мегаблока выделяются Сумской, Бобруйский, Брянский, Курский, Лочевский, Россошанский, Борисоглебский и другие блоки. На западе, в пределах Белорусско-Прибалтийского мегаблока, наиболее значительны Вильнюсский (Западно-Литовский, по В. А. Дедееву, 1973), Даугавпилсский, Курземский, Мезовецкий блоки, а на востоке, в пределах Волго-Камского мегаблока, выделяются Горьковский, Саранский, Жигулевский, Альметьевский, Вятский, Верхнекамский, Пермский блоки.

Строение мегаблоков и блоков северной части платформы хорошо известно в пределах Балтийского щита. Их погребенные части еще не достаточно изучены. Исключение составляет Новгородский блок, для которого, как и для большей части Свекофеннского (в пределах Финляндии), характерно широкое развитие архейских высокоглиноземистых гнейсов (иногда в ассоциации с основными гранулитами) и нижнепротерозойских микроклиновых гранитов и гранитов комплекса рапакиви.

Среднерусский мегаблок, отличающийся пониженной мощностью земной коры (менее 40 км), морфологически совпадает с Московской синеклизой. Она обладала интенсивной тектонической активностью в течение всего платформенного развития, особенно в позднем протерозое, когда по периферии мегаблока заложилась целая система грабенов, иногда образующих подобие кольцевого обрамления некоторых архейских блоков, например Верхневолжского, изометричные очертания которого выражены в магнитном поле и видны на космических снимках.

По результатам дешифрирования космических снимков в северной части платформы намечается кольцевое строение многих блоков (рис. 25). Одна из наиболее отчетливо выраженных кольцевых структур (по снимкам со спутника «Метеор-16») — Вологодская (Вологодский блок) диаметром более 300 км, расположенная между озерами Онежским и Белым на западе и р. Северной Двиной на востоке. Она ограничивается системой прерывистых дугообразных линеаментов и рассекается серией линейных линеаментов различных направлений. Отчетливо выражены линеаменты северо-западного направления, которыми кольцевая структура как бы делится на две части.

Вологодская структура приурочена к стыку погребенных под осадочным чехлом крупнейших массивов Балтийского щита — Беломорского и Карельского — и представляет собой, вероятно, архейский блок (Онего-Двинский массив—по В. А. Дедееву, 1973; Вологодский гнейсовый овал—по Л. И. Салопу, 1973), разделенный на ряд фрагментов ранне-, среднепротерозойскими синклинорными структурами, протягивающимися с Балтийского щита (в частности, зона поздних карелид Ветряного пояса). Вологодской структуре соответствует изометричная в плане область повышенных значений аномального магнитного поля, которая опоясывается дугообразными в плане зонами пониженных значений магнитного поля. Вдоль западной и южной границ структуры фрагментарно проявлены дугообразно изогнутые положительные гравитационные аномалии. Вологодская структура четко выражена в радиально-концентрическом рисунке гидросети и в рельефе фундамента. Ее центральной части соответствует Онежский выступ фундамента (с минимальными глубинами залегания до 1500—2000 м), окруженный кольцевой системой депрессий (Воже-Лачский грабен, Вагская, Устьинская депрессии) с глубинами фундамента до 2500—3000 м и более. Положительным и отрицательным формам в рельефе фундамента отвечают платформенные структуры первого и второго порядка. Вологодская структура является также областью интенсивных неотектонических поднятий.

В Среднерусском и Волго-Камском мегаблоках по космическим снимкам выделяется еще целый ряд подобных кольцевых структур (см. рис. 25).

В пределах Волго-Камского мегаблока отдельные блоки более мелкого порядка (Жигулевский, Альметьевский, Вятский и др.) характеризуются широким развитием типичных архейских образований гранулитовой фации

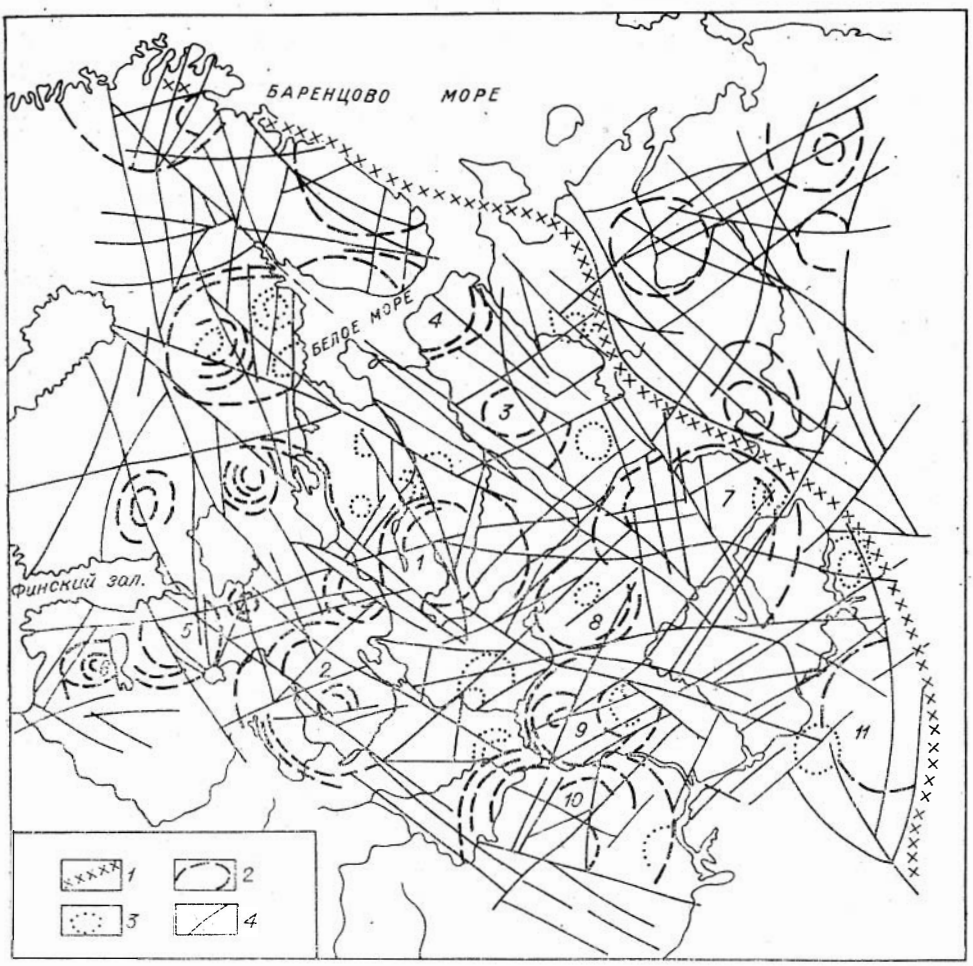


Рис. 25. Схема линеаментов северной части Европейской платформы по результатам дешифрирования космических снимков. Составил С. И. Стрельников.

1 — граница платформы; *2, 3* — кольцевые структуры разных порядков (1 — Вологодская, 2 — Верхневолжская, 3 — Северодвинская, 4 — Мезенская, 5 — Новгородская, 6 — Тартуская, 7 — Верхнекамская, 8 — Ветлужская, 9 — Горьковская, 10 — Токмовская, 11 — Башкирская); *4* — линейные разломы.

метаморфизма, в той или иной степени измененных последующими метаморфическими процессами. Им соответствует в целом положительное гравитационное поле значительной интенсивности и резко дифференцированное мозаичное магнитное поле, указывающее на наличие здесь высокомагнитных пород гранулитовой фации и немагнитных гнейсов и сланцев, а также гранитоидных пород. Разрез земной коры этих структур характеризуется сокращенной мощностью «гранитного» (до 4—5 км) и «базальтового» слоев и согласным приподнятым положением их границ, в том числе и границы М, которая местами залегает на глубине менее 35 км.

Архейские блоки ограничены зонами разломов. Они прослеживаются по геофизическим данным и выражены на поверхности фундамента мощными зонами бластомилонитизации и бластокатаклаза, а также проявлениями магматизма различного возраста.

В Белорусско-Прибалтийском мегаблоке выделяется ряд блоков (Даугавпилсский, Западно-Литовский, Курземский и др.), сложенных либо образованиями архейского гранулитового комплекса, либо нерасчлененными гранито-гнейсами. Курземский блок образован гранитами-рапакиви, хотя сложно дифференцированные геофизические поля как будто бы

указывают на «просвечивающую» через рапакиви более древнюю структуру фундамента.

Главными структурными элементами фундамента Северо-Восточной Польши являются три блока (Мазовецкий, Добжинский и Поморский), вытянутые цепочкой в северо-западном направлении и сложенные в основном нерасчлененными гранитоидными образованиями архея — раннего протерозоя. Они имеют в плане изометричную или овальную форму (Мазовецкий блок), характеризуются мозаичными магнитными полями и окаймляются ветвями (свекофенно-карельских) складчатых структур, в основном образованных различными метаморфическими (гнейсы, сланцы, амфиболиты, фиалиты), интрузивными (габбро, диориты, анортозиты, граниты-рапакиви) и метасоматическими (палингенные гранитоиды) комплексами раннего и среднего протерозоя.

В то же время в пределах этих структур скважинами вскрываются архейские гранулитовые образования подлясского комплекса и чарнокиты, указывающие на наличие здесь реликтов докарельского основания.

Со средне-позднепротерозойской активизацией связано образование в грабенах Мазовецкого блока иотнийских молассовых образований (кварциты и кварцито-песчаники), а также массивов основных (габбро-анортозиты), щелочных (сиениты) и щелочно-ультраосновных пород.

Складчатая структура фундамента плиты наиболее изучена в пределах Воронежского мегаблока. Здесь выделяются образования трех тектономагматических циклов: архейского, ранне- и среднепротерозойского.

Архейские комплексы образуют гранито-гнейсовые массивы (размером 100×200 км), группирующиеся в две зоны северо-западного простирания (Павловский, 1975): западную (Карачевский и Сумской массивы) и восточную (Ливненско-Касторненский и Россошанский массивы). Для центральных частей массивов характерна куполовидная форма складчатости. Они сложены в основном гнейсами и гранитами различного состава, иногда интрузиями базит-гипербазитового состава, приуроченными к разломам разного возраста. В краевых частях массивов отмечается интенсивная переработка протерозойской складчатостью, а также разновозрастная гранитизация.

Зоны архейской складчатости разделены протяженными, линейно вытянутыми в северо-западном направлении зонами раннепротерозойской складчатости. Наиболее четко из них выделяются: Юго-Западная (Белгородско-Михайловская) и Северо-Восточная (Новооскольско-Малоархангельская или Оскольско-Щигроская) синклинальные зоны, к которым приурочены железорудные толщи КМА. Они протягиваются соответственно на 500 и 400 км (при ширине 15—100 и 40—65 км) и состоят из целого ряда сложных синклинальных и антиклинальных структур. Антиклинали обычно выполнены образованиями средне- и верхнекурской свит; глубина синклинальных структур в осевых частях колеблется от 2—3 до 6—7 км, а пласты железистых кварцитов в них погружаются до 1—1,5 км, иногда до 4—5 км (Павловский, 1975). В антиклинальных структурах в основном развиты породы нижнекурской свиты и михайловской серии, а при более глубоком эрозионном срезе — гранито-гнейсы архея. Последние более характерны для Северо-Восточной зоны; кроме того, в ней чаще, чем в Юго-Западной зоне, встречаются крупные протерозойские интрузии различного состава и тела платобазальтов (верхнего протерозоя?).

Обе синклинорные зоны разделены Курским обращенным антиклинорием (Павловский, 1975). Он протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 450 км (при ширине от 20—25 до 50 км) и сложен архейским гранито-гнейсовым комплексом. В поле архея устанавливаются фрагменты раннепротерозойских толщ, выполняющих отдельные синклинальные структуры.

Среди других синклинорных зон следует отметить Трубчевскую (длина 400 км, ширина 30—35 км), обрамляющую с запада Карачевский и Сум-

ской массивы и сложенную в основном породами михайловской серии (реже курской) и гнейсами архея (в антиклинальных структурах), и Павловско-Лосевскую (длина около 400 км, ширина от 20—30 на юге до 100 км и более на севере), огибающую с востока Ливненско-Касторненский и Россошанский массивы, сложенную метаэффузивами михайловской серии и лосевской толщи, а также крупными телами павловского гранитоидного комплекса.

Особо выделяется Воронцовская (Восточно-Воронежская) синклинорная зона (длина более 400 км, ширина до 200 км), расположенная к востоку от Павловско-Лосевской зоны и отделяющаяся от нее региональным Лосевско-Мамонским разломом. Для этой зоны характерно широкое проявление среди песчано-сланцевых образований воронцовской серии среднепротерозойских базит-гипербазитов, с которыми связано медно-никелевое оруденение.

Огромную роль в формировании структуры Европейской платформы на протяжении всей истории ее развития играли глубинные разломы. Они отделяют платформу от обрамляющих ее более молодых складчатых систем, ограничивают разновозрастные докембрийские складчатые структуры в ее фундаменте и определяют современный блоковый характер ее строения. Глубинные разломы выявляются в геофизических полях, фиксируются на профилях ГСЗ, космических снимках, отражаются в виде тектонических ступеней в рельефе фундамента и в виде флексур — в осадочном чехле. Судя по материалам ГСЗ и расчетным данным гравиметрии, они сравнительно неглубоко проникают в мантию и затухают на глубинах 40—60 км. Магнитовозмущающие массы в этих разломах прослеживаются на глубину 20—30 км (Дедеев, 1974).

Основная сетка глубинных разломов, вероятно, образовалась в раннепротерозойское время, в период дробления архейского фундамента и заложения геосинклинальных систем (Дедеев, 1974). Особенно отчетливо прослеживаются диагональные системы разломов — Рязано-Саратовская, Днепровско-Донецкая, Ладожская, Крестецкая, Мезенско-Камская, Московско-Кировская, Западно-Белорусская и др. Из разломов субмеридионального направления выделяются Криворожская, Приуральская, Эстонско-Литовская системы, а субширотного — Среднерусская, Жигулевская и др.

Указанные направления систем глубинных разломов фиксируются и при дешифрировании космических снимков, на которых помимо этого выделяется большое число линеаментов кольцевой формы. Ранее на них не обращали внимания, несмотря на выраженность этих форм в аномальных геофизических полях.

В орогенный и платформенный этапы развития складчатых сооружений с глубинными разломами связано образование узких и протяженных авлакогенов и грабенов (Рязано-Саратовский, Днепровско-Донецкий, Припятский, Кировско-Кажимский, Крестецкий и др.), шовных зон, сбросов, приразломных и надразломных нарушений (Жигулевские дислокации), вулкано-тектонических кольцевых структур, местами достигающих 55 км в диаметре (Мишиногорская — севернее Пскова, Калужская — около Калуги, Ковернитская — к северу от Горького).

Примечательно, что большинство позднепротерозойских авлакогенов и грабенов приурочено к доплатформенным тектоническим швам, разделяющим мегаблоки и крупные блоки. Некоторым авлакогенам в палеозойском структурном плане соответствуют пространственно унаследованные, но по морфологии новообразованные инверсионные валообразные поднятия (Вятский вал соответствует Кировско-Кажимскому авлакогену, Рыбинско-Рослятинский — Солигаличскому грабену).

СТРОЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКОГО ЧЕХЛА ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Материал, позволяющий выделить в докембрийском чехле Европейской платформы структурные этажи, появился только в последние 10—15 лет благодаря глубокому бурению, равномерно покрывшему всю территорию региона.

В этом чехле традиционно выделяется единый Байкальский тектонический цикл (Келлер, 1973б), или мегацикл (Хаин, 1973). Вместе с тем данные о крупной структурной перестройке между рифеем и вендом (Брунс и др., 1960), или, точнее, между нижним и верхним вендом (Якобсон, 1966а, б), позволяли говорить о двух самостоятельных комплексах в составе докембрийского чехла, занимающих резко различное положение в структуре платформы и, следовательно, относящихся к различным ее структурным этажам (тектоническим комплексам).

Новейшие данные позволяют выделять в докембрийском чехле Европейской платформы по крайней мере четыре самостоятельных структурных этажа, отличающихся друг от друга по структуре и вещественному составу. Основы такого расчленения были разработаны К. Э. Якобсоном. Близкие выводы получены А. Л. Смирновым при составлении и редактировании палеотектонических карт европейской территории СССР. Обоснование структурно-вещественных комплексов на обширной и до сих пор мало изученной территории севера Европейской платформы проведено по материалам бурения А. С. Коссовым и по данным сейсморазведки Ю. И. Извариным.

Выделяемые структурные этажи примерно соответствуют следующим подразделениям стратиграфической шкалы докембрия: нижний — нижнему рифею, второй — среднему и верхнему рифею; третий — нижнему венду и, наконец, верхний, четвертый, этаж — верхнему венду.

Основные тектонические характеристики комплексов, т. е. положение их в структуре Европейской платформы и характер изменения мощностей показаны на прилагаемых схемах (см. рис. 26—29)*.

НИЖНЕРИФЕЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Отложения, которые могут быть отнесены к древнейшему в чехле платформы нижнерифейскому структурному этажу, вскрыты скважинами в Калтасинском авлакогене на востоке платформы, Юлово-Ишимском грабене в центральной ее части и Воже-Лачском прогибе на севере (рис. 26).

Калтасинский авлакоген протягивается в северо-западном направлении от выходов нижнего рифея в Башкирском антиклинории до западных районов Пермской области. В разрезе нижнего рифея Калтасинского авлакогена выделяются две свиты: арланская и калтасинская.

Арланская свита, мощностью более 900 м, в нижней части представлена розовыми кварцитовидными песчаниками (скв. Саузбаш), а в верх-

* Схемы, составленные в масштабе 1 : 7 500 000 с учетом практически всех скважин, вскрывших древние толщи, и геофизических материалов, даются в работе с уменьшением.

Рис. 26. Схема распространения и мощности (в м) нижнерифейского этажа Европейской платформы.

I — Калтасинский авлакоген; II — Юлово-Ишимский грабен; III — Воже-Лачский прогиб. Заштрихованы выходы нижнего рифея на Урале.

ней части (скв. Арлан, Орьебаш) темно-серыми до черных, иногда углистыми, аргиллитами. Слоистость пород тонкая, обычно горизонтальная, выражена послойным распределением алевритовых частиц, слюд или органического вещества. Часто обнаруживаются подводнооползневые текстуры — мелкие складки и брекчии.

В виде подчиненных прослоев среди аргиллитов встречаются доломиты, известняки и кварцитовидные песчаники. Доломиты обычно явно кристаллические, окрашены в серый цвет различной интенсивности. Кварцитовидные песчаники мелко- и среднезернистые, хорошо отсортированные, полевошпатово-кварцевые, реже кварцевые с карбонатно-серицитовым цементом. Такой же состав и структуру имеют песчаники нижней части арланской свиты.

По степени эпигенетической преобразованности все эти породы резко отличаются от прочих образований докембрийского чехла. Они образованы до стадии глубокого метагенеза. Характер вторичных изменений арланских песчаников сближает их с некоторыми ятулийскими песчаниками Карелии, в которых также широко развиты процессы вторичного слюдообразования (Негруца, 1971). Сильно изменены и арланские аргиллиты. Средняя граничная скорость поперечных волн составляет для этих пород 5,5 см/с при плотности 2,73 г/см³ (Арлан-36, глубина 2493 м). Такие же параметры характерны для прослоев доломитов. Граничная скорость для этих пород по определению М. Ш. Магида составляет 5,7 км/с, а плотность 2,71 г/см³. Для сравнения отметим, что в аргиллитах средне-верхнерифейского комплекса из скважины Шкапово-740 (инт. 3569—3514 м) скорость поперечных волн составляет 4,25—4,6 км/с при плотности 2,63—2,66 г/см³, а в карбонатных породах — соответственно 4,8 км/с и 2,69 г/см³.

Калтасинская свита серых доломитов мощностью до 1700 м залегает на арланской с постепенным переходом. Некоторые исследователи (Морозов, Ревенко, 1969) на основе данных по микрофитолитам относят арланскую свиту к нижнему рифею, а калтасинскую свиту к верхнему рифею. Если принять такую точку зрения, то придется допустить, что между арланской и калтасинской свитами имеет место перерыв, соответствующий всему среднему рифею. Однако это допущение не согласуется с данными о постепенном переходе между свитами, убедительно доказанном Т. В. Ивановой (1970). Средняя граничная скорость поперечных волн для калтасинских доломитов составляет 6,1 км/с, а плотность их — 2,8 г/куб. см.

Арланская и калтасинская свиты полностью соответствуют средней части бурзянской серии Башкирского антиклинория. Кисеганская и сунгурская подсвиты этой серии сложены черными тонкослоистыми, иногда углистыми аргиллитами со складками подводного оползания и с прослоями доломитов и тонкозернистых песчаников. Двухкилометровая толща доломитов, выделяемая на Урале как саткинская свита, полностью соответствует такой же по мощности и составу калтасинской свите.

Структура нижнерифейских толщ на востоке платформы устанавливается путем анализа геофизических данных, позволивших оконтурить крупный Калтасинский авлакоген. В его пределах кровля нижнерифейского комплекса вскрыта на глубинах 2—2,5 км; глубина залегания фундамента в осевой зоне достигает 8 км. Следовательно, полная мощность комплекса в Калтасинском авлакогене, по-видимому, превышает 5—6 км. Соизмеримую суммарную мощность имеют на Южном Урале айская и саткинская свиты нижнего рифея, сопоставляемые с арланско-калтасинскими отложениями платформы.

Юлово-Ишимский грабен располагается в центральной части Европейской платформы. Его границы определяются данными геофизики, а отложения нижнерифейского комплекса пройдены полностью скважиной близ пос. Юлово-Ишим, где они залегают на фундаменте под девоном. Мощность комплекса здесь около 250 м; нижняя половина разреза представлена породами, сходными с арланскими — серыми аргиллитами с прослоями кварцитовидных песчаников, а верхняя половина такими же породами, но окрашенными в бурый (аргиллиты) и розовый (песчаники) цвета. Цемент пород иногда содержит большое количество карбоната, нередко аргиллиты переходят в мергели. Породы преобразованы до стадии глубинного эпигенеза. В отличие от других образований платформенного чехла они залегают под небольшими углами до 15—20°, что связано с процессами более поздней активизации. Возраст песчаников определен аргоновым методом в 1700 млн. лет (Виноградов и др., 1960).

Воже-Лачский прогиб является третьей областью, в которой развиты породы нижнерифейского комплекса. Границы прогиба определены геофизическими методами. Нижнерифейские образования вскрыты Коношской скважиной в интервале от 987 м до забоя (1084 м). Нижние 50 м раз-

реза представлены субгоризонтально залегающими зеленовато-серыми и светло-серыми грубо-, средне- и мелкозернистыми кварцитовидными песчаниками с галькой. Цемент хлоритово-серицитовый, местами карбонатный. Верхние 37 м представлены аргиллитами, алевролитами лиловато-серой и голубовато-серой окраски. Отложения сходны с юлово-ишимскими.

* * *

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют вновь поставить вопрос о корреляции нижнерифейского комплекса Урала и Русской плиты и ятулийского комплекса* Балтийского щита. Сопоставление нижнего рифея Урала с ятулием проводилось уже давно (Солонцов, 1960; и др.). Позднее К. Э. Якобсоном (1971а, б) было высказано предположение, что с ятулием следует сопоставлять и древнейшие отложения Калтасинского авлакогена. Сопоставлялись эти два комплекса по общему северо-западному простиранию Калтасинского авлакогена и ятулийских структур Прионежья и по сходному набору формаций. Датировки, говорящие о возрасте седиментации, полученные свинцово-изохронным методом для доломитов онежской свиты ятулия, саткинской свиты Урала и калтасинской свиты Калтасинского авлакогена, находятся в пределах 2100—2300 млн. лет**. Косвенным аргументом в пользу одновозрастности сравниваемых комплексов следует считать датировку 1560±30 млн. лет для бердяушских рапакиви, прорывающих саткинскую свиту на Урале (Салоп, Мурина, 1970). Она близка к датировке выборгских рапакиви (1950 млн. лет), прорывающих ятулий.

Приведенные данные позволяют уточнить вопрос о взаимоотношении основных тектонических категорий платформы — фундамента и чехла. Традиционным считается определение Европейской платформы как эпикарельской (Келлер, 1968). Широко распространено мнение, что с завершением складчатости карелид завершился геосинклинальный этап развития платформы, после чего началось формирование чехла. Мы видим, однако, что в одно и то же время происходило формирование пород, относимых обычно к фундаменту (ятулий) и составляющих уже платформенный чехол (нижний рифей). Процесс консолидации фундамента был многоэтапным и чрезвычайно длительным и мог протекать параллельно формированию недислоцированных пород чехла.

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕРИФЕЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

В отличие от Урала, где среднему и верхнему рифею соответствуют два крупных геотектонических цикла, разделенных фазой тектогенеза, на Европейской платформе два таких цикла в настоящее время выделены быть не могут. Имеющиеся материалы позволяют выделить только один структурный этаж, представленный преимущественно терригенными красноцветными породами при подчиненном количестве карбонатных пород (только на востоке платформы) и вулканитов.

По сравнению с нижним рифеем области распространения средне-верхнерифейского этажа занимают более обширные территории. Основными структурами, в которых развиты комплексы этого же этажа, являются прогибы: Уфимско-Гожанский, Вадаевско-Абдулинский, Пачелмский, Оршанский, Волынский, Крестецкий, Ладожский, Мезенский (система прогибов), Кажимский, а также ряд грабенов (Кокарско-Бородулинский, Ка-

* Ятулий понимается в объеме, принятом в работе В. А. Соколова и др. (1970).

** Многочисленные определения возраста глауконитов докембрия Европейской платформы здесь не приводятся. Обычно они соответствуют значениям, полученным другими методами, или омоложены по сравнению с ними. Обзор их дан в работе М. А. Гаррис и др. (1973).

жимский и др.). Прогибы нередко бывают осложнены сопутствующими структурами меньшего разреза. Некоторые из прогибов (Кажимский и Пачелмский) представляют собой типичные авлакогены в понимании Н. С. Шатского, т. е. узкие протяженные структуры с большими перепадами мощностей, ограниченные и осложненные разломами. Другие прогибы, как например, Оршанский и Волынский, отличаются изометричной формой и небольшими градиентами мощностей. Эти прогибы по своим характеристикам приближаются к синеклизам, получившим широкое развитие в венде и фанерозое.

Все структуры рассматриваемого этажа — новые образования. Исключение составляет Уфимско-Гожанский прогиб, который частично приспособился к более древнему Калтасинскому авлакогену. Следовательно, мы можем говорить о крупнейшей перестройке структурного плана на рубеже между раннерифейским и средне-позднерифейским тектоническими этапами.

Прогибы центральных и западных областей Европейской платформы (рис. 27), как правило, ориентированы по диагоналям платформы и направлены к ее центру. Прогибы востока платформы характеризуются наиболее полными разрезами и наибольшей их мощностью и тесно связаны с развитием Уральских структур этого же возраста.

Уфимско-Гожанский прогиб непосредственно связан с областью развития средне- и верхнерифейских отложений Южного Урала, которые представлены чередованием терригенных карбонатно-терригенных и карбонатных толщ (юрматинская и каратауская серии). В палеогеографическом отношении этот прогиб представляет собой залив миогеосинклинального Урало-Тиманского бассейна, а палеотектонически — моноклиналь, характеризующаяся падением толщ на восток в сторону Урала. В северной части простирание толщ изменяется на северо-восточное. В осевой зоне древнего Калтасинского авлакогена средне-верхнерифейская структура частично наследует элементы раннерифейского тектонического плана.

Для средне-верхнерифейского комплекса характерно постепенное сокращение роли карбонатных толщ с востока на запад и выход на предвендскую поверхность денудации все более древнейших толщ в этом же направлении.

Средне-верхнерифейский комплекс западной зоны Уфимско-Гожанского прогиба наиболее изучен в Серафимовском районе Башкирии (Тимергазин, 1959; Солонцов и др., 1966). Здесь на фундаменте залегает кидашская серия, состоящая из трех свит: троицкой (красноцветные полевошпатово-кварцевые песчаники, 100 м), мизгиревской (алевролитово-глинистые породы, 150 м) и малокамышской (розовые доломиты, 80 м). Кидашская серия перекрывается соловьевкинской серией (серафимовская и леонидовская свиты) красноцветных песчаников полевошпатово-кварцевых (внизу) и кварцевых (вверху). Эти песчаники разделены пачкой алевролитово-глинистых пород.

К северу от Серафимовского района в западной зоне Уфимско-Гожанского прогиба строение разреза в целом сохраняется. Кадашской серии, по-видимому, соответствует надеждинская свита, представленная песчаниками, сургучно-красными аргиллитами и розовыми доломитами. Соловьевкинской серии соответствует гожанская свита песчаников (Салоп, 1973).

В западном направлении, приближаясь к Татарскому своду, малокамышская свита и ее карбонатные аналоги на севере выклиниваются. В Серафимовском районе мощность свиты около 80 м, а в 20 км к западу в скв. Бавлы-20 ее в разрезе уже нет.

Данные изотопных определений возраста позволяют отнести кидашскую серию и ее аналоги к среднему, а соловьевкинскую серию — к верхнему рифею. Кидашская серия прорывается рядом даек габбро-диабазов с возрастом 1350 млн. лет (Маркеты-1, глуб. 2267 м), 1405, 1350, 1300, 1410 млн. лет (Надеждино-27, интервал 2301—2303 м). Соловьевкинскую

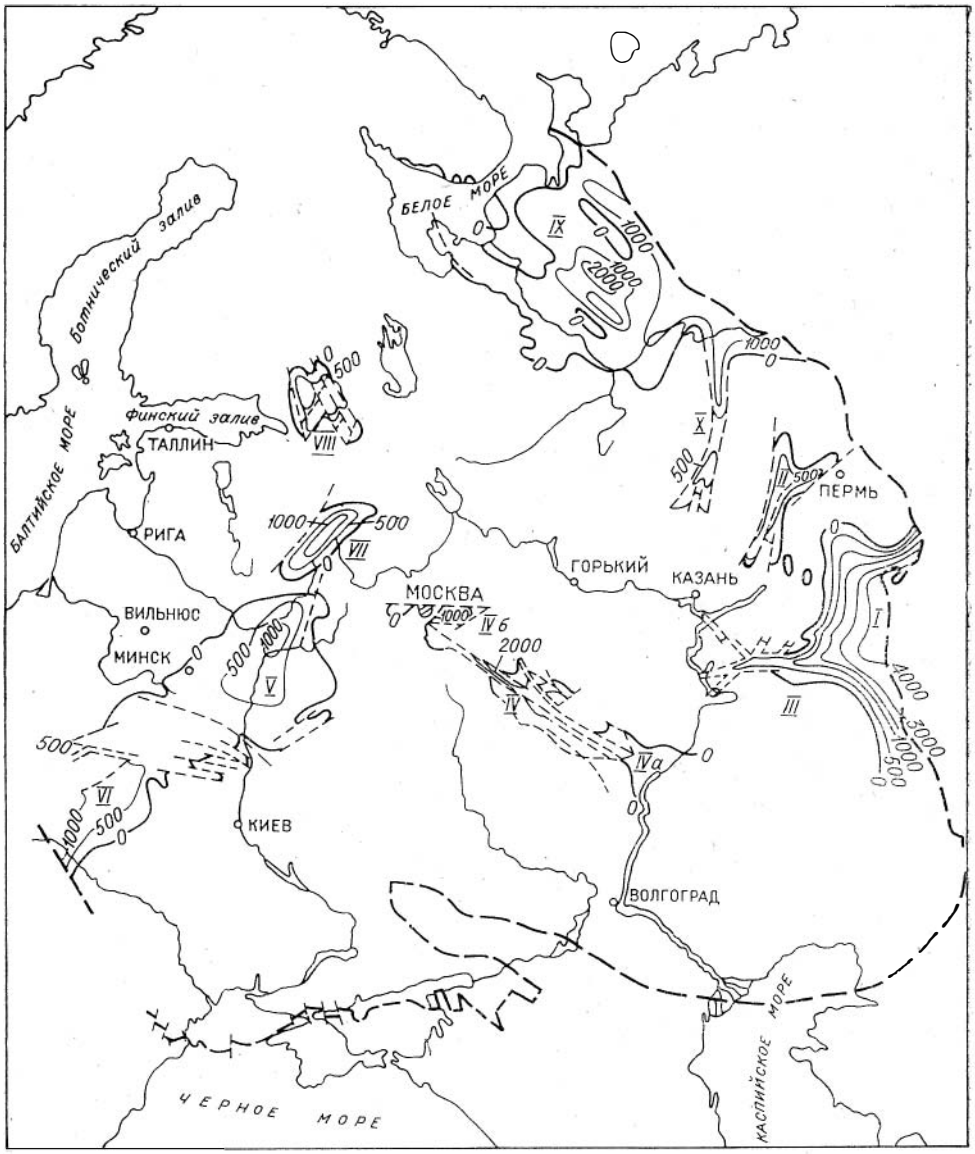


Рис. 27. Схема распространения и мощности (в м) средне-верхнерифейского этажа Европейской платформы.

I — Уфимско-Гожанский прогиб; II — Кокорско-Бородулинский грабен; III — Радаевско-Абдулинский прогиб; IV — Пачелмский прогиб; IVа — грабен Саратовского Поволжья; IVб — Московский грабен; V — Оршанский прогиб; VI — Волынский; VII — Крестецкий; VIII — Ладожский прогибы; IX — Мезенская система; X — Кажимский прогиб.

серию прорывают габбро-диабазы с возрастом 1100—1200 млн. лет (Гаррис и др., 1973). Кроме того, соловьевкинская серия и гожанская свита через разрезы восточной зоны прогиба коррелируются с зильмердакской свитой верхнего рифея Урала. Подстилающие их кидашская серия и надеждинская свита представляют собой, таким образом, самостоятельный доверхнерифейский цикл осадконакопления, занимающий такое же положение в разрезе, как юрматинская серия среднего рифея Урала. По сравнению со среднерифейским циклом Урала мощность кидашской серии на платформе сокращается более чем в 10 раз; изменяется также и состав пород и характер разреза нижнего рифея.

В восточной зоне Уфимско-Гожанского прогиба пройдены только верхнерифейские отложения. Опорный разрез верхнего рифея этой зоны

вскрыт скважиной Куш-Куль-100. Здесь, по С. Г. Морозову и Л. Ф. Солонцову (1974), от забоя выделяются гожанская (кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники, 467 м), седяшская (алевролитово-глинистые породы с прослоями карбонатов, 607 м), кушкульская (аркозовые песчаники, 856 м), кульская (кварцевые песчаники, 367 м) и штандинская свиты (алевролитово-глинистые породы и доломиты, 482 м). Перечисленные свиты соответствуют нижним свитам каратауской серии Урала — зильмердакской и катавской.

С простиранием толщ в Уфимско-Гожанском прогибе совпадает простирание Кокарско-Бородулинского грабена и расположенного к северо-западу нижнего Кажимского грабена. С Кокарско-Бородулинским грабеном связаны две небольшие структуры, расположенные юго-восточнее. Средне-верхнерифейский комплекс в Кажимском грабене сложен красноцветными песчаниками, гравелитами и конгломератами, относимыми к тюрюшевской свите. Она залегает на фундаменте или на породах арланской свиты. Ее вскрытая мощность до 633 м.

Радаевско-Абдулинский прогиб, по существу, представляет собой ответвление южной части Уфимско-Гожанского прогиба. Ось Радаевско-Абдулинского прогиба ориентирована широтно; западная часть его разветвляется на два небольших грабена (Валеев, 1970а). Такие же грабены осложняют северный борт прогиба. Этот прогиб очень показателен для характеристики строения средне-верхнерифейского комплекса. По многочисленным скважинам видно, что песчаники, гравелиты и алевролито-глинистые породы образуют толщи и пачки, чередующиеся между собой в самой различной последовательности. Уловить какую-либо закономерность в их чередовании не удается. Не удается в этих двух прогибах и разделить красноцветный терригенный комплекс на аналоги орматинской и каратауской серий. Доломитовые толщи типа малокамышской свиты, по которым можно было проводить такое расчленение в Уфимско-Гожанском прогибе, здесь отсутствуют, поэтому все терригенные красноцветы этих прогибов следует рассматривать в составе единого комплекса. Его вскрытая мощность достигает 722 м.

Пачелмский прогиб и смежные структуры представляют собой систему горстов и грабенов северо-западного простирания, протягивающуюся от Подмосковья до Саратова. С этой системой связаны структуры Поволжья к югу от Саратова и небольшой по площади, но очень глубокий Московский грабен.

Средне-верхнерифейский комплекс в Пачелмском прогибе представлен чередованием кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников, в меньшем количестве — алевролитами и конгломератами. Наиболее полный разрез комплекса вскрыт в северо-западной зоне прогиба Сомовской скважиной. Здесь на фундаменте, в пределах указанных интервалов (Солонцов, 1975) залегают тырницкая (конгломераты, гравелиты и кварцевые песчаники — 3707—3233 м), инкашская (разнозернистые полевошпатово-кварцевые песчаники и гравелиты — 3233—2792 м), ртищевская (песчаники мелкозернистые и разнозернистые, полевошпатово-кварцевые и кварцевые — 2792—2007 м), цнинская свиты (песчаники разнозернистые, глинисто-гравийные — 2007—1628 м).

В других скважинах северо-западной зоны прогиба (Каверино, Мосолово) комплекс полностью не пройден. В них вскрыты толщи полевошпатово-кварцевых и кварцевых песчаников (каверинская свита), а также гравелитов, привязать которые к опорному разрезу Сомова трудно.

В Саратовском Поволжье в пределах Татищевской разведочной площади на фундаменте под девоном залегает толща кварцевых песчаников (2692—3282 м), которую Л. Ф. Солонцов (1975) сопоставляет с ртищевской свитой Сомовского разреза.

В Московском грабене отложения, которые могут быть отнесены к средне-верхнерифейскому комплексу (преимущественно красноцветные

песчаники и алевролитово-глинистые породы), вскрыты в интервале от 4783 м в забое до 2891 м (Постникова, Кирсанов, 1970).

Оршанский прогиб располагается на территории Белоруссии и Смоленской области. Средне-верхнерифейский комплекс этого прогиба представлен толщами красноцветных полевошпатово-кварцевых и кварцевых песчаников, переходящих в гравийные породы и алевролиты. Наиболее полный разрез комплекса вскрыт в Руднянской скважине (Бессонова и др., 1972), и его слагают следующие слои.

Рогачевская серия: непосредственно на фундаменте залегают песчаники кварцевые, граувакко-кварцевые, кварцево-аркозовые и аркозовые, с прослоями алевролитов (1868—1767 м). Выше залегают песчаники кварцевые, кварцитовидные мелко-, среднезернистые, реже разнозернистые, желто-оранжевого и красновато-коричневого цвета, с железисто-кварцевым апатитовым и глинисто-железистым цементом (1767—1607 м).

Полесская (белорусская) серия: руднянская свита — толстоплитчатые пестроцветные песчаники и алевролиты с прослоями глин (1607—1522 м); бурые и темно-коричневые мелкозернистые кварцевые песчаники и алевролиты (1522—1435 м); оршанская свита — песчаники кварцевые, слабо уплотненные или пески от мелко- до разнозернистых с гравийными обломками, фиолетово-сиреневого и розовато-сиреневого цвета; в нижней части кварцево-кварцитовые гравелиты и слабосцементированные конгломераты (1435—1358 м); слабосцементированные кварцевые песчаники и пески мелко- и среднезернистые темно-бурого цвета (1358—1162 м); кварцевые песчаники буровато-оранжевые, мелкозернистые, многочисленные вкрапления каолинита (1162—1068 м); кварцитовидные песчаники оранжевато-бурые, редко темно-коричневые, мелкозернистые с прослоями средне-, крупно- и разнозернистых (1068—842 м).

Полесская серия распространена в пределах всего Оршанского прогиба, в то время как рогачевская, согласно представлениям В. Я. Бессоновой, развита на гораздо более ограниченной территории в осевой зоне прогиба. Можно предполагать наличие структурного несогласия внутри красноцветного средне-верхнерифейского комплекса.

Если сравнить последовательность залегания толщ в комплексах Пачелмского и Оршанского прогибов, легко убедиться, что их разрезы построены по-разному.

Волынский прогиб простирается в северо-восточном направлении от Карпат до границ Украинского щита. Первоначально прогиб включал в себя территорию современной северо-западной части Украинского щита и Полесского вала, которые были подняты в результате герцинского тектогенеза. Таким образом, в позднем докембрии и раннем палеозое прогиб протягивался на северо-восток до древнего Бобовнинского поднятия (Якобсон, 1966). К Волынскому палеопрогибу относится и южная зона Брестской впадины, отчлененная от основной территории Волынского прогиба Ратновским поднятием также, вероятно, герцинского возраста.

Выполнен Волынский прогиб пинской свитой красноцветных полевошпатово-кварцевых песчаников с прослоями и подчиненными пачками бурых глин. Мощность свиты в осевой зоне прогиба достигает 900 м. Песчаники прорваны секущими и пластовыми телами габбро-диабазов с возрастом 1063, 1178 млн. лет (Шульга, 1969).

Крестецкий прогиб вскрыт всего двумя скважинами. По геофизическим данным о его границах судить также трудно, поскольку они осложнены ранневендскими тектоническими движениями. Можно полагать, что это относительно небольшая структура, оконтуренная разломами, характеризующаяся большими градиентами изменения средне-верхнерифейского комплекса. Не исключено, что этот прогиб связан с Оршанским. Средне-верхнерифейский комплекс, по А. Н. Гейслеру (1959), представлен здесь пятнистыми (бурыми, розовыми и фиолетовыми) песчаниками полевошпатово-кварцевого состава с прослоями алевролитов и алевритов,

в верхней части чередующимися с туфами и туфобрекчиями основного состава, датированными 1180 млн. лет (Гаррис и др., 1973). В скважине Р-1 Крестецкого района комплекс залегает на фундаменте в интервале 1746—1075 м. В скважине Р-2 он не полностью пройден под вендом в интервале 1830—1240 м. Комплекс прорывается габбро-диабазами с возрастом 1080—1355 млн. лет.

Ладожский прогиб занимает, вероятно, всю или значительную часть акватории Ладожского озера. Отложения средне-верхнерифейского комплекса вскрыты только в краевых зонах прогиба на западном и восточном берегах озера и к югу от него в узком и глубоком Пашском грабене, представляющем собой, по-видимому, осложняющую контур прогиба небольшую структуру.

Опорный разрез комплекса вскрыт в Пашском грабене Кондратьевской скважиной. В ней, по данным С. Н. Тихомирова и А. С. Яновского (1970), от забоя (глубина 909 м) до подошвы венда (277 м) пройдена толща аркозовых, кварцевых и полимиктовых песчаников с подчиненными пачками эффузивов в верхней части. А. П. Казаком установлено, что продукты размыва Выборгских гранитов рапакиви в скважине появляются на глубине около 400 м.

В Северо-Восточном Приладожье (Кайряк, Хазов, 1967) комплекс представлен залегающей на фундаменте салминской свитой пестроцветных аркозовых песчаников и эффузивами основного состава с возрастом 1350—1500 млн. лет. По данным Н. Я. Тихомировой, салминская свита соответствует верхней части толщи, вскрытой в Кондратьевской скважине. Может быть высказано предположение, что в Ладожском прогибе так же, как в Оршанском, имеет место структурная перестройка внутри средне-верхнерифейского комплекса.

В Западном Приладожье многими скважинами вскрыта приозерская свита красноцветных полевошпатово-кварцевых песчаников (Брунс, 1963).

Мезенская система прогибов. На обширной территории севера Европейской платформы отложения средне-верхнерифейского комплекса приурочены к целой системе прогибов, чередующихся с поднятыми блоками фундамента. Ориентированы эти прогибы в северо-западном направлении, субпараллельно Тиману.

Скважинами отложения среднего — верхнего рифея вскрыты только в западной зоне рассматриваемой системы. В Неноксе на породах фундамента под верхним вендом в интервале 281—615 м (Зоричева, 1956) вскрыта ненокская свита желтых и красновато-оранжевых мелкозернистых, преимущественно кварцевых, песчаников с прослоями розовато-белых и серо-фиолетовых грубозернистых песчаников и гравелитов.

Ненокская свита (224 м) вскрыта и в Тамицах (Иголкина, 1961). Здесь развиты конгломераты и гравелиты. В этом же районе, по данным А. Ф. Станковского и др. (1972), скважиной Солозеро в ненокской свите вскрыта 400-метровая толща базальтов, долеритов, вулканокластических брекчий. Возраст толщи определен в 1300 млн. лет.

На всей остальной территории Мезенской системы наличие аналогов средне-верхнерифейского комплекса* устанавливается данными геофизики.

Строение докембрийского чехла в рассматриваемом регионе представляется следующим образом. В северо-восточной части региона (между Тиманским кряжем и р. Северной Двиной) намечается ряд крупных прогибов северо-западного простирания: Сафоновский, Лешконский, Пинежский и Верхне-Тойменский. Они разделены небольшими поднятиями — Мезенским, Вашкинским и Уфтюгским. Прогибы (их абсолютные отметки достигают —5 км) заполнены осадочными породами, поскольку они характеризуются относительно низкими скоростями упругих волн (4500 см/с) и преломленная волна, прослеживаемая методом КМПВ, образуется глуб-

* Автор раздела Ю. И. Изварин считает эти отложения нижнерифейскими.

же них. Сейсморазведкой МОВ в указанных отложениях прослеживаются отражающие горизонты, что говорит о расслоенности толщи дифференциации. Рассматриваемые породы представляют собой самостоятельный структурно-вещественный комплекс, по всей вероятности, средне-позднерифейского возраста.

Кажимский прогиб — это узкая и протяженная структура субмеридионального простирания, на севере, очевидно, связанная с Мезенской системой прогибов.

Средне-верхнерифейский комплекс в Кажимском прогибе вскрыт рядом скважин. Наиболее полный разрез получен Кинчинской и Кажимской скважинами. В Кинчине Л. Ф. Солонцов и другие выделяют под венцом две пачки: кварцитовидных розовых кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников (интервал 2728—2544 м) и разнозернистых розово-серых с глинистой галькой песчаников (2544—2489 м). В Кажиме также выделяют две пачки (57 и 520 м).

* * *

Таким образом, в центральных и западных областях Европейской платформы средне-верхнерифейский комплекс представлен красноцветными кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, переходящими в гравелиты, а также бурыми алевролито-глинистыми породами и вулканитами. Для осадочных пород характерна косая или грубая неритмичная горизонтальная слоистость. На востоке платформы к этому набору пород добавляются красноцветные и пестрые карбонатные породы.

В прилегающем к Европейской платформе прогибе Урала средний и верхний рифей представлены двумя мощными циклически построенными сериями — юрматинской и каратауской. Карбонатные толщи, характерные для Урала, на востоке платформы выклиниваются, и нижние красноцветные песчаники, соответствующие нижней части юрматинской серии, сливаются с такими же песчаниками, отвечающими нижней части каратауской серии. Граница между ними не может быть выделена уже в Радаевско-Абдулинском прогибе и тем более в прогибах центральных и западных областей платформы, поскольку красноцветные терригенные отложения в этих прогибах имеют непостоянное строение по разрезу и по латерали и на разных уровнях содержат признаки множества локальных перерывов.

Невозможность выделения в составе красноцветной терригенной толщи верхнего докембрия Европейской платформы каких-то выдержанных по латерали подразделений заставляет нас рассматривать все древние красноцветные толщи в составе единого структурного этажа. Не исключено, что детальное изучение литологии позволит провести его более дробное расчленение.

Большой интерес в тектоническом отношении представляет выделение в Оршанском прогибе рогачевской серии, развитой в целом менее широко, нежели оршанская серия, а также досалминской толщи в Ладожском прогибе. Однако считать, что расширение площади этих прогибов в течение средне-позднерифейского этапа связано со структурной перестройкой, преждевременно.

Преимущественное развитие среди пород средне-верхнерифейского этажа красноцветных песчаных пород с грубой косой, иногда горизонтальной слоистостью, характеризующихся резким непостоянством состава, указывает на формирование осадочных комплексов в континентальных условиях, в замкнутых водоемах и аллювиальных равнинах.

НИЖНЕВЕНДСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

К этому этажу относятся осадочные и вулканогенные образования, залегающие на Европейской платформе между кровлей рифейских красноцветных пород и подошвой валдайской серии верхнего венда. Рассмат-

риваемые отложения развиты в пределах Волынского, Оршанского, Пачелмского и Мезенского прогибов, заложившихся в течение среднего и позднего рифея, а также в крупной новообразованной структуре (или целой системе структур) — Среднерусском прогибе (авлакогене). Единичными скважинами отложения нижнего венда вскрыты в Ладожском прогибе и Московском грабене.

В формационном отношении нижневендский этаж построен сложнее, нежели средне-верхнерифейский. Помимо тектонического фактора, обусловившего накопление отложений нижнего венда в перечисленных прогибах, существенное влияние на специфику его формаций оказали интенсивный вулканизм и оледенения, охватившие обширные территории на всех континентах (Салоп, 1973). Поэтому в строении нижневендского этажа помимо песчано-глинистых пород и карбонатов принимают участие такие специфические образования, как тиллиты, а также продукты вулканизма — эффузивы и их экструзивные производные.

Оледенения в течение раннего венда проявились дважды: в самом его начале и конце. Разрезы, в которых сохранились следы обоих оледенений, на Европейской платформе известны только за пределами СССР в северной части Норвегии и Финмаркене (Banks, 1971). Здесь отчетливо выделяются два горизонта тиллитов, соответствующие двум оледенениям. Между тиллитами располагается свита ниборг, представленная в нижней части мергелями и доломитами, а в верхней — песчано-глинистыми отложениями (рис. 28). Разрезы, в которых развиты тиллиты, на Европейской платформе располагаются в ее северо-западной и центральной частях, можно полагать, что они были связаны с единым центром оледенения.

В Ладожском прогибе нижневендские отложения вскрыты скважиной северо-восточнее г. Ленинграда у пос. Яблоновка. Здесь они залегают на приозерской свите. Нижняя часть разреза (1 м) слагается розовыми кавернозными доломитами, содержащими повышенное количество марганца, а верхняя (20 м) представлена серыми и буровато-красными тиллитами (Брунс, 1963а, б). Вероятно, доломиты представляют собой редуцированный аналог свиты ниборг, а тиллиты соответствуют верхнему тиллиту норвежских разрезов (см. рис. 28).

В **Оршанском прогибе** отложения нижнего венда распространены менее широко, чем средне-верхнерифейский комплекс. Сравнительный анализ мощностей этих двух комплексов позволяет говорить о структурном несогласии между ними (см. рис. 28). Максимальные мощности нижнего венда приурочены не к центральной зоне прогиба, как это характерно для среднего-верхнего рифея, а к его южной зоне. Отмечается также трансгрессивное залегание пород нижнего венда на рифейских песчаниках и на фундаменте (Бессонова, Чумаков, 1969). Строение нижнего венда Оршанского прогиба в целом сходно со строением ледникового комплекса Норвегии.

Сводный разрез нижнего венда в Оршанском прогибе следующий (снизу): 1) осиповичская (лапичская) свита — красноцветные и серые доломиты и известняки, содержащие повышенное количество марганца, чередующиеся с песчано-глинистыми породами; 2) блонская свита — чередование песчаных и песчано-глинистых пачек (200 м); 3) вильчанская свита — тиллиты. Точно так же определяет объем нижнего венда в этом регионе В. Я. Бессонова (Бессонова и др., 1972).

Вся дотиллитовая серия пород с характерной осиповичской свитой в основании соответствует свите ниборг, а тиллитовая вильчанская свита может быть сопоставлена с верхним тиллитом Норвегии. Аналоги нижнего тиллита в этих разрезах отсутствуют. Исследование кавернозных брекчиевидных карбонатных пород осиповичской свиты позволяет предполагать в них наличие нацело карбонатизированных обломков вулканических пород. Блонская свита разделяется на три пачки: песчаную, глинисто-песчаную и песчаную.

Рис. 28. Схема распространения и мощности (в м) нижневендского этажа Европейской платформы.

Прогибы: I — Ладожский; II — Оршанский; III — Волынский с Брестской впадиной (IIIа), Припятским прогибом (IIIб) и грабенами Гусятинским (IIIг) и Каменским (IIIд); IV — Пачелмский. Грабены: V — Пугачевский; VI — Московский. VII — Среднерусский прогиб. VIII — Мезенская впадина.

Строение вильчанской свиты крайне непостоянно. В Вильчицах (Могилев) она представлена тремя пачками тиллитов и тремя пачками песков и песчаников, содержащих прослои алеврито-глинистых пород. В Рогачеве тиллиты и песчано-глинистые породы образуют сложное чередование слоев и пачек мощностью от нескольких десятков сантиметров до 10 м и более, а в скважине Осиповичи-3 вся свита (интервал 443—220 м) представлена почти исключительно тиллитами. В скважине Осиповичи-14 нижняя часть свиты представлена песками и песчаниками с прослоями конгломератов, а верхняя часть — тиллитами.

Имеющиеся данные указывают на наличие в Оршанском прогибе только одного тиллитового горизонта. В Норвегии, где развиты оба тил-

литовых горизонта, они обычно разделены выдержанной толщей слоистых пород.

В **Волынском прогибе** и смежных с ним структурах (Брестский и Припятский прогибы на севере, Гусятинский и Каменский грабены на юге) нижний венд представлен волынской серией.

Нижняя часть серии — горбашевская свита — слагается светло-серыми или красноцветными грубозернистыми плохоотсортированными песчаниками с прослоями гравелитов, песчаников, алевролитов и глин. Горбашевская свита сверху постепенно переходит в брестовскую, представленную преимущественно базальтами и их туфами. Вскрытая максимальная мощность серии — 477 м. В некоторых разрезах (Кременец, Броды) в волынской серии снизу присоединяют пачку тиллитов — 40 м (Веретенников и др., 1972).

К северу от Волынского прогиба, в районе г. Бреста, по данным А. С. Махнача и Н. В. Веретенникова (1970), волынская серия имеет трехчленное строение. И нижняя, и верхняя толщи представлены основными эффузивами и их туфогенными производными, а средняя толща — андезитовыми, дацито-андезитовыми, андезито-дацитовыми порфиритами и дацитовыми порфирами. Кроме эффузивных пород в состав толщи входят туфы среднего состава.

В Припятском прогибе безэффузивные аналоги волынской серии — туфы, туффиты и туфогенно-осадочные породы.

В расположенном южнее Волынского прогиба Каменском грабене на фундаменте под валдайской серией залегает толща, известная как каменская свита. Основание ее сложено грубозернистыми аркозовыми песчаниками и гравелитами (6—15 м), а верхняя часть — покровами миндалекаменных базальтов, их туфами и туфобрекчиями (до 35 м). В петрографическом отношении вулканические образования этих районов аналогичны базальтам и туфам Волыни (Ушакова, 1970).

К нижнему венду в Каменском грабене должна быть отнесена выделенная П. Д. Букатчуком в 1967 г. хрустовская свита, залегающая между каменскими эффузивами и могилевской свитой основания верхнего венда. Свита представлена зеленовато-серыми, иногда бурыми аркозовыми песчаниками с примесью туфогенного материала. Некоторые породы хрустовской свиты могут рассматриваться как тиллоиды. Они представлены зеленовато-серыми разнозернистыми глинистыми песчаниками, неслоистыми, содержащими отдельные гальки и валуны гранитов и пород, «чуждых» для Приднестровья: кварцитов, кварцито-слюдистых сланцев и т. д. П. Д. Букатчук и др. (1974) полагают, что в формировании этого материала принимали участие «флювиогляциальные потоки», отчасти плавающие льды.

Таким образом, нижний венд или волынская серия в пределах Волынского прогиба и сопутствующих ему структур слагается эффузивами, их туфами, песчаниками горбашевского типа и породами, несущими следы ледникового генезиса — тиллитами и тиллоидами. Взаимное положение этих типов пород различно. В Кременце и в Бродах тиллиты располагаются ниже эффузивов (нижний тиллит), а в Подолии выше эффузивов (верхний тиллит).

Вопрос о стратиграфической принадлежности волынской серии до недавнего времени нельзя было считать решенным. Е. П. Брунс (1957), выделившая эту серию, связывала ее с валдайской серией на том основании, что по волынским базальтам был получен возраст 540 млн. лет. К. Э. Якобсон (1965) пришел к выводу о том, что волынская серия более тесно связана с отложениями рифея, нежели с валдайской серией, от которой она отделена структурным несогласием. Кроме того, по каменским базальтам Г. А. Казаковым были получены датировки 900 и 1020 млн. лет, а по базальтам Волыни наряду с датировками в пределах 200—600 млн. лет получены значения 850 и 1120 млн. лет. Возраст волынской серии, таким об-

разом, далеко выходит за пределы верхнего венда. Это подтверждают и другие работы (Хижняков, 1974; Власов, 1974).

Дискуссионным до сих пор остается вопрос о стратиграфической увязке толщ нижнего венда в Волынском и Оршанском прогибах. Начиная с работ Е. П. Брунс (1957), широкое распространение получила точка зрения о корреляции волынских эффузивов с верхневендскими вулканомиктовыми породами Оршанского прогиба. Однако К. Э. Якобсоном получены данные о возможности корреляции волынских эффузивов с осиповичскими карбонатно-терригенными образованиями (Якобсон, 1971а, б).

В **Пачелмском прогибе** нижневендские отложения приурочены в целом к структуре, заложившейся в среднем — позднем рифее, но структурные платы средне-верхнерифейского и верхневендского комплексов не совпадают. Это выражается в более широкой площади распространения нижнего венда, в трансгрессивном его залегании на фундаменте и разных горизонтах рифея, а также в меньших градиентах изменения мощностей комплекса.

Разрезы северо-западной и юго-восточной зон прогиба отличаются друг от друга: в юго-восточной зоне развиты только низы комплекса, а в северо-западной более полно представлена его верхняя часть. В юго-восточной зоне Пачелмского прогиба нижневендский комплекс вскрыт скважиной Сердобск-2 и несколькими скважинами в Пачелмском районе. В Сердобской скважине в составе комплекса выделены пересыпкинская и пачелмская серии.

Пересыпкинская серия: иргизская свита — песчаники сероцветные глауконитово-кварцевые мелко- и среднезернистые, залегают с резкой границей размыва на каверинских песчаниках (1799—1747 м); белынская свита — доломиты и известняки, серые и кремовые (1747—1685 м); секретаркинская свита — доломитовые мергели, аргиллиты, алевролиты, песчаники, окраска пестрая (1685—1545 м).

Пачелмская серия: веденяпинская свита — в нижней части песчаники серые с различными оттенками (12 м), выше — чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников глауконитовых, преимущественно сероцветных (1545—1352 м); воронская свита — песчаники, алевролиты, аргиллиты, преимущественно красноцветные (1352—1322 м).

В северо-западной и юго-восточной зонах Пачелмского прогиба нижний венд вскрыт целым рядом скважин. В этих скважинах (Постникова, 1953, 1961; Клевцова, 1972) выделяются пересыпкинская серия, веденяпинская, воронская свиты, свиты пачелмской серии, а также красноозерская свита, отсутствующая в Каверинской и Сердобской скважинах. Слагая верхнюю часть разреза, она представлена чередованием темно-серых аргиллитов и зеленовато-серых алевролитов. Мощность свиты до 190 м.

Пересыпкинская серия соответствует волынской серии и осиповичской свите западных областей, пачелмская серия может быть сопоставлена с блонской свитой.

В северо-западной зоне Пачелмского прогиба нижний венд наиболее полно вскрыт скважиной Каверино-1. Здесь в сокращенных мощностях выделяются все четыре свиты юго-западной зоны и тиллиты, сходные с белорусскими. Они составляют подчиненные прослои среди слюдистых песчано-алевритовых пород верхней части красноозерской свиты, без каких-либо признаков размыва.

В **Пугачевском грабене** (район городов Пугачева и Саратова) вскрыт такой же разрез, как и в Пачелмском прогибе. Пугачевской глубокой скважиной пройдены пересыпкинская и нижняя часть пачелмской серии, а в Елшанке близ Саратова вскрыты только низы пересыпкинской серии.

В **Московском грабене** нижневендские отложения вскрыты скважиной Павлов-Посад на отложениях рифея под верхним вендом. По схеме И. Е. Постниковой и В. В. Кирсанова (1970) сюда относятся павлово-посадская и ногинская серии. В интервале 2891—1760 м они представлены чередова-

нием пестроцветных и серых аргиллитов, алевролитов и песчаников. Красноцветные породы отмечены только в нижней части комплекса. На основании преобладающей сероцветной окраски пород, их тонкого ритмичного чередования, горизонтальной и волнистой слоистости эти отложения могут быть сопоставлены с пачелмской серией.

Среднерусский прогиб выделен В. Н. Гардасниковым и В. Н. Троицким в 1966 г. как крупная зона рифейских погружений фундамента Европейской платформы, протягивающаяся от Крестцов на юго-западе и вливающаяся в Мезенскую впадину на северо-востоке. Прогиб осложнен системой поперечных и продольных разломов (см. рис. 28). В частности, отмечается разлом с подтвержденным бурением горизонтальным сдвигом земной коры в районе Рыбинского водохранилища. На существование подобных сдвиговых нарушений на Европейской платформе указывал еще Р. Н. Валеев (1970а, б), основываясь на данных магнитометрии.

Скважины, пробуренные в Среднерусском прогибе, показывают, что выполняющие его отложения сходны с нижневендскими отложениями Пачелмского прогиба.

В скважине Бологое-1 (Кирсанов, 1970а, б) на кристаллическом фундаменте вскрыта толща серых алевролитов и светлых песчаников с прослоями аргиллитов (2805—2631 м), которая сменяется кверху толщей красноцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников (2631—1630 м). Слоистость тонкая, напоминающая ленточную. Нижняя толща, вероятно, отвечает веденяпинской, а верхняя — воронской свитам пачелмской серии в ее типовом разрезе.

Близкий разрез, но сокращенной мощности, установлен К. Э. Якобсоном и А. А. Клевцовой в скважине Крестцы-1 в интервале 1240(?)—1155 м.

Толща красноцветных песчаников мощностью 1524 м вскрыта скважиной Солигалич-2. Здесь под верхним вендом залегают: бурые грубозернистые плохо отсортированные кварцево-полевошпатовые песчаники и гравелиты, слоистость почти не выражена (3842, забой,— 3239 м); грубозернистые плохо отсортированные песчаники, с гравийными прослоями и прослоями сильно слюдистых алевритов (3208—2817 м); сильно слюдистые, иногда тонкослоистые бурые песчаники и алевролиты (2817—2318 м).

Весь разрез, по-видимому, отражает единый комплекс, который по составу пород может быть сравнен с верхней толщей скважины Бологое.

Наибольший по мощности разрез (2700 м) нижнего венда вскрыт в скважине Рослятино в северо-восточной части Среднерусского прогиба. Здесь к нему отнесены следующие свиты (Кирсанов, 1970а, б): путиловская — темно-серые аргиллиты, алевролиты и песчаники (4552—3654 м); обнорская — серовато-коричневые кварцево-полевошпатовые песчаники (3654—3293 м); рослятинская свита в нижней части — темно-серые, частично карбонатизированные, сильно слюдистые аргиллиты с прослоями песчаников и с пачкой разнозернистых песчаников и гравелитов, в верхней части — темно-серые аргиллиты, переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками (3293—2039 м); литоминская свита — красноцветные, реже серые, сильно слюдистые алевритистые аргиллиты и песчаники (2039—1853 м). А. А. Клевцова (1972) нижнюю сероцветную часть разреза комплекса относит к вологодской, а верхнюю — к бологоевской сериям.

Для пород рослятинского разреза очень характерны крупные чешуи неизмененных, явно терригенных слюд, иногда образующих тонкие прослои. Породы такого облика имеются в нижнем венде в Солигаличе, Рослятине и в меньшей степени в Пачелмском прогибе, но их нет в подстилающих комплексах рифея. Второй характерный признак нижневендских отложений — тонкая горизонтальная правильная слоистость, о которой уже говорилось при описании нижнего венда Пачелмского прогиба.

К нижневендскому комплексу, очевидно, относятся и красноцветные песчаники, вскрытые под верхним вендом в Котласской и Яренской скважинах (Солонцов, Аксенов, 1969; Брунс, 1963). Кроме того, нижневендский

комплекс вскрыт в Бобровском и Великом Устюге. В первой из скважин его мощность — 820 м, во второй — 680 м. Он представлен таким же набором пород, как в Рослятине, и залегает под верхним вендом.

Таким образом, в пределах Среднерусского прогиба в ряде скважин вскрыт мощный комплекс пород, который в нижней части обычно представлен сероцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками (вологодская серия по А. А. Клевцовой), а в верхней — красноцветными песчаниками и алевролитами (бологоевская серия). Положение комплекса относительно средне-верхнерифейских красноцветов устанавливается только в Крестцах. В других скважинах или комплекс залегает на фундаменте, или основание его не вскрыто.

Мезенская впадина — это обширная структура, начавшая формирование в раннем венде и в общих чертах территориально совпадающая с Мезенской системой прогибов рифея. В пределах впадины отложения нижнего венда вскрыты глубокими нефтегазопоисковыми скважинами. По Л. С. Косовой и др., к ним относится сафоновская серия. Она представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В виде микрослоев и маломощных прослоев среди них присутствуют известняки и доломиты. Вскрытая мощность серии от 232 до 1806 м.

В пределах Мезенской впадины выделяются два типа разрезов сафоновской серии: западный и восточный. Западный тип распространен в Лешконском прогибе и в приподнятой периклинальной части Сафоновского прогиба; характеризуется чередованием песчаников, алевритов и аргиллитов. При этом количество пластов и прослоев песчаников и их мощность увеличиваются вверх по разрезу так, что в самой верхней его части они имеют преобладающее развитие. Восточный тип характеризуется ритмичным чередованием аргиллитов с алевролитами и преобладанием последних в верхней части. Песчаники имеют подчиненное развитие. В виде довольно мощных пластов они наблюдаются лишь в самых верхах разреза.

Таким образом, к востоку, по направлению к Тиману, устанавливается замещение прибрежных мелководных песчаников аргиллитами и алевролитами (фации мелкого шельфа Тиманского морского бассейна).

* *
*

Толщи нижнего венда отделены от средне-верхнерифейских и верхневендских образований структурными несогласиями.

От среднего — верхнего рифея нижневендский комплекс отличается: широким развитием, наряду с красноцветными породами, сероцветных и пестроцветных пород; тонкой, часто ритмичной, горизонтальной слоистостью, слюдистостью, наличием пачек и прослоев карбонатных пород, часто марганценосных и, наконец, присутствием тиллитов.

В различных структурах нижневендский этаж построен по-разному: разрезы Белоруссии, Волыни, Среднерусского и Пачелмского прогибов существенно отличаются друг от друга, но вместе с тем имеют в своем составе и некоторые общие элементы, по которым их можно коррелировать. Маркирующими являются горизонты марганценосных пород, которые позволяют увязывать низы разрезов комплекса Пачелмского прогиба, Приладожья и Белоруссии. Верхи комплекса увязываются по наличию в разрезах тиллитов.

Входящие в состав этажа формации образуют единый ряд. Общность формационного ряда обусловлена его образованием в условиях холодного климата и широкого развития вулканизма. Помимо образования траповой формации (Волынские вулканиты) и обогащения пород пачелмской серии вулканогенным материалом проявления вулканизма, по-видимому, способствовали формированию марганценосных пород. Сезонные колебания температуры в условиях холодного климата проявились в образовании

тонкослоистых ритмично переслаивающихся алевролитов и глин, не характерных для среднего — позднего рифея.

Тонкая ритмичная слоистость, приближающаяся к флишевой, широко развита во многих красноцветных и сероцветных породах пачелмской серии Пачелмского прогиба, вологодско-бологоевских отложениях Среднерусского прогиба и сафоновской серии севера Европейской платформы. Важный диагностический признак холодного климата ранневендской эпохи — обильная слюдистость многих пород (межледниковые отложения Оршанского прогиба, вологодская и бологоевская серии Солигалича и Рослятина), указывающая на слабость процессов химического выветривания.

ВЕРХНЕВЕНДСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Верхневендский структурный этаж представлен мощной толщей терригенных, иногда вулканомиктовых пород (от конгломератов до глин), соответствующей венду в первоначальном его понимании, или валдайской серии, или же верхнему венду после того, как была выделена волынская серия (Брунс, 1957). От всех более древних комплексов этаж отделен резко выраженным структурным и стратиграфическим несогласием. В отличие от них он распространен не в ограниченных по площади прогибах, а покрывает плащом большую часть Европейской платформы, исключая древние щиты и поднятия (рис. 29).

В последнее время высказана точка зрения, что к верхнему венду должна быть отнесена и балтийская серия, которая обычно включается в нижний кембрий (Солонцов и др., 1975). Действительно, валдайская и балтийская серии тесно связаны друг с другом в тектоническом отношении и близки по вещественному составу. Во многих районах запада платформы изменения мощностей этих серий согласованы. Однако включение балтийской серии в состав венда требует дополнительного обоснования. В данной работе принимается традиционная верхняя граница венда — по кровле валдайской серии.

Наиболее обширной по площади структурной формой верхневендского этажа является Московская синеклиза (900 × 450 км). В северо-восточной ее части ось погружения ориентирована на юго-юго-запад, в центральной части она имеет широтное простирание, а в области западного замыкания — снова юго-западное. Средняя мощность этажа в осевой зоне Московской синеклизы составляет 500 м. Она увеличивается втрое в Притиманье и постепенно сокращается к бортам синеклизы.

В среднем Приуралье выделяется сравнительно небольшая (250 × × 150 км) Верхнекамская впадина. Она частично отделена от Московской синеклизы северным выступом Волго-Уральской антеклизы.

В Южном Приуралье располагается Шкаповская впадина, отделенная от Верхнекамской древним Гожано-Куединовским валом,— областью малых мощностей верхневендского комплекса. Шкаповская впадина по размерам примерно равна Верхнекамской. Мощность верхневендских отложений во впадинах Приуралья к востоку возрастает до 1000—1500 м.

На юго-западе платформы выделяется Львовско-Кишиневская впадина, составной частью которой является небольшая Брестская впадина. Строение разреза верхнего венда во Львовско-Кишиневской впадине, мощностью около 600 м, в общих чертах сходно с таковым в осевой зоне Московской синеклизы.

Мощность и состав пород в верхневендском этаже всюду изменяется постепенно и спокойно, а тектонические нарушения на западе и в центральных районах являются постседиментационными. Различия в строении разрезов связаны не только с положением их в структуре, но с характером источников сноса и с интенсивностью погружения. Фациальные зоны не вполне совпадают с его тектоническими формами этажа (рис. 30).

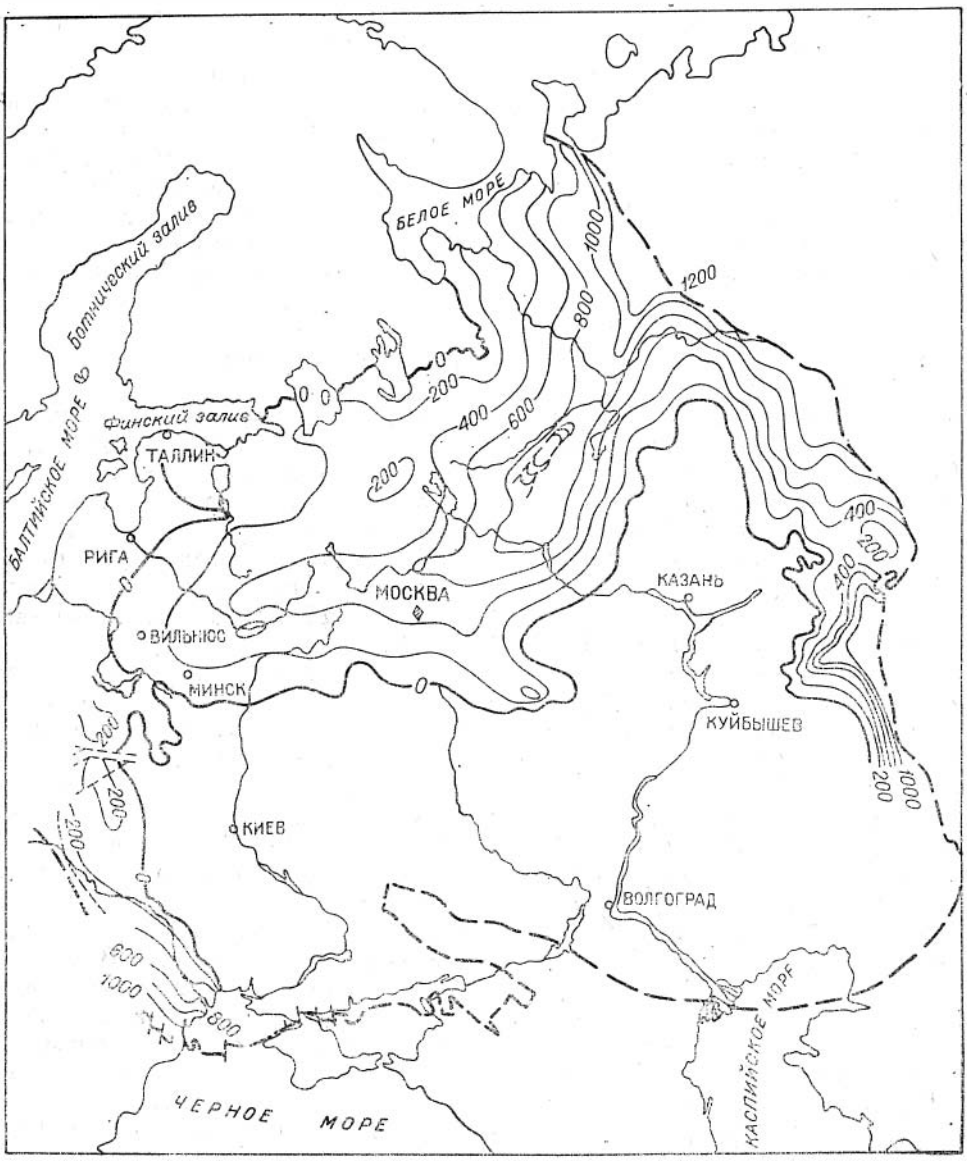


Рис. 29. Схема распространения и мощности (в м) верхневендского этажа Европейской платформы.

На Европейской платформе могут быть выделены 6 зон, характеризующихся различным строением разрезов: 1) центральная и восточная части Московской синеклизы, Верхнекамская впадина; 2) восточный склон Балтийского щита, 3) южный склон Балтийского щита, 4) юго-западная часть Московской синеклизы, 5) Львовско-Кишиневская впадина, 6) Шкаповская впадина.

Центральная и восточная части Московской синеклизы, Верхнекамская впадина

В составе верхнего венда на этой территории выделено три свиты: 1) редкинская, 2) любимская и 3) решминская (Аксенов и др., 1967).

Редкинская свита (в скважине Редкино, интервал 1732—1636 м) залегает на кристаллическом фундаменте, представлена (снизу вверх) пачкой

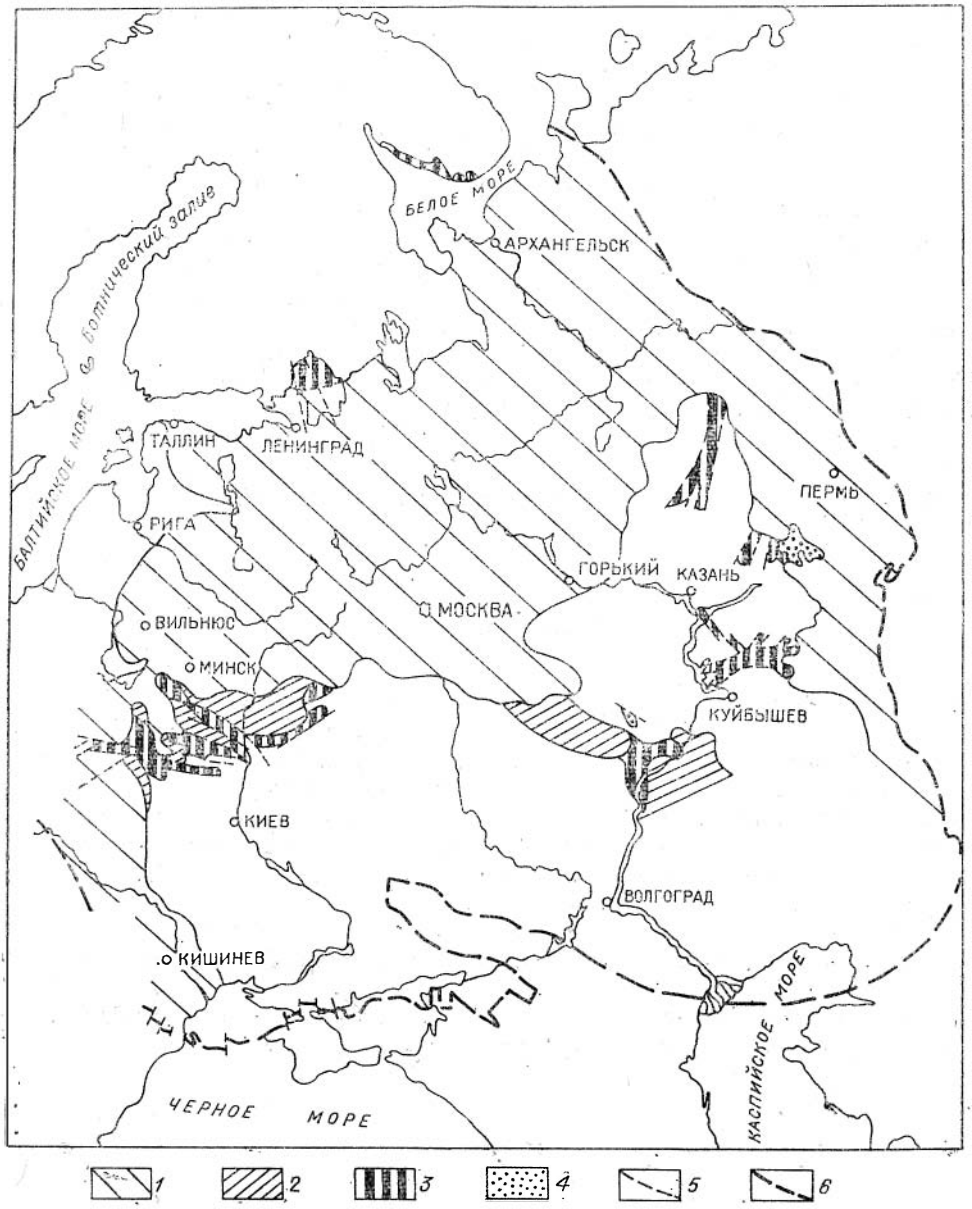


Рис. 30. Тектоническая схема докембрийского чехла Европейской платформы.
1—4 — структурные этажи (*1* — верхневендский, *2* — нижневендский, *3* — средне-верхнерифейский, *4* — нижнерифейский); *5* — разломы; *6* — граница платформы.

песчаников, пачкой коричневых глин со следами вулканического материала и пачкой аргиллитов, обогащенных органическим веществом. К западу и к югу от Редкино базальная пачка увеличивается в мощности и обогащается песчаным материалом. В разрезах Нелидово, Ярцево, Вязьма в ее составе присутствуют вулканогенные частицы псаммитовой размерности (Кирсанов, 1970а, б).

В южной и осевой частях Московской синеклизы редкинская свита сохраняет свои особенности и, существенно не изменяясь, переходит в Верхнекамскую впадину Пермского Приуралья, где ее аналоги выделены в кирсинскую свиту (Солонцов, Аксенов, 1970). Маркирующий горизонт нижней части комплекса на всей этой территории — пачка коричневых глин с примесью и прослойками пеплового материала. Прослеживание

этой пачки (Солонцов, Аксенов, 1970) позволяет считать установленным трансгрессивное залегание верхнего венда на более древних отложениях.

Любимская свита представлена четырехкратным чередованием преимущественно песчаных и алеврито-глинистых пачек. Породы окрашены в зеленовато-серый цвет. Максимальная мощность свиты вскрыта в Котласе — 430 м (Солонцов, Аксенов, 1970). В Верхнекамской впадине любимской свите соответствует кочевская (валвинская) свита.

Решминская свита представлена преимущественно мелкозернистыми песчаниками и алевролитами мощностью до 418 м. Эта свита развита только в центральных областях Московской синеклизы (Решма, Некрасово) и в Верхнекамской впадине, где ее аналоги выделяются в шкаповскую (кудымкарскую, краснокамскую) свиту.

Крайняя северо-восточная часть Московской синеклизы вплоть до Тимана нередко рассматривается как Мезенская впадина. По данным Л. С. Коссового, в направлении к Тиману наблюдается постепенное увеличение мощности верхнего венда до 1271 м. В нижней (редкинской) части комплекса отмечаются пачки коричневых глин с прослоями туффитов; верхняя часть представлена чередованием песчаников и алеврито-глинистых пород.

Восточный склон Балтийского щита

Наиболее полные данные по этой зоне опубликованы Е. М. Аксеновым и Н. С. Иголкиной (1969). В Архангельской скважине в составе верхнего венда выделяются следующие толщи (снизу): 1) коричневые и зеленовато-серые аргиллиты и пелитовые туффиты — 13 м; 2) темно-коричневые аргиллиты с редкими прослоями пелитовых туффитов — 82 м; 3) зеленовато-серые алевролиты — 72 м; 4) зеленовато-серые и коричневые пелитовые туффиты — 38 м; 5) зелено-серые аргиллиты с прослоями алевролитов — 70 м.

Подобным же образом построены разрезы верхнего венда в Неноксе, Обозерской, Усть-Пинеге. В последней разрез надстраивается горизонтом коричневых глин с пеплом.

Весь разрез верхнего венда этой зоны Е. М. Аксенов и Н. С. Иголкина сопоставляют с редкинской свитой центральных районов.

Южный склон Балтийского щита

Верхний венд этой зоны слагается двумя циклическими толщами с песчаниками в основании и алеврито-глинистыми породами в верхней части разреза (гдовская и котлинская свиты).

Эти свиты по-разному сопоставляются с подразделениями центральной части Московской синеклизы. Первоначально А. В. Копелиович (1951а, б) полагал, что редкинская свита древнее венда Прибалтики; позднее он высказывался за одновозрастность редкинской и гдовской свит. В настоящее время многие исследователи (Солонцов, Аксенов, 1970; Кирсанов, 1970а, б) считают, что гдовская и редкинская свиты одновозрастны и что любимской свите центральных районов соответствует котлинская свита. В гдовской свите присутствуют типичные «редкинские» коричневые глины и туффиты; сопоставление этих свит также проводится по наличию в них аргиллитов, обогащенных органическими веществами. Другой точки зрения придерживаются А. А. Клевцова и Л. С. Коссовой, считающие, что в Прибалтике редкинская свита срезается гдовскими песчаниками.

Юго-западная часть Московской синеклизы

К юго-западу от опорных разрезов центральной части Московской синеклизы намечается сокращение мощностей редкинской и любимской свит, возрастание количества и размера частиц вулканомиктового материала в редкинской свите. Более ярко выраженным становится циклическое строение обеих свит. В любимской свите начинает преобладать бурая окраска пород. Все эти изменения намечаются в Нелидове, Ярцеве и Вязьме и особенно отчетливо проявлены в Смоленске, где весь верхневендский разрез представлен двумя циклически построенными толщами, каждая из которых начинается песчаниками и завершается шоколадно-коричневыми алевритово-глинистыми породами.

Среди глин и песчаников нижней толщи отмечается присутствие вулканогенного материала, что позволило З. П. Ивановой и др. (1965) коррелировать эту толщу с редкинской свитой. Верхняя толща соответствует любимской свите. Мощность нижней толщи в Смоленске 82 м, верхней — 126 м.

В Минске мощности рассматриваемых двух циклических толщ верхнего венда еще более сокращаются, а вулканический материал в нижней толще играет более заметную роль. В основании нижней толщи залегает пачка бурых псаммитовых туффитов и туфопесчаников мощностью около 20 м, переходящих кверху в 33-метровую пачку бурых, реже серых слюдистых алевролитов, пелитоморфных туффитов и глин. Нижняя толща верхнего венда в разрезах Белоруссии выделяется в свислочскую или ротайчицкую свиту.

На свислочской свите залегает в общем сходная с нею толща (65 м), начинающаяся бурыми песчаниками с обломками вулканогенных пород, сменяющимися кверху бурыми алевритово-глинистыми породами, в которых улавливается примесь пеплового материала. Эта толща соответствует любимской свите.

В крайней западной части Московской синеклизы на склонах Белорусского поднятия весь верхний венд уже представлен грубообломочными породами — песчаниками, гравелитами и конгломератами. Алевритово-глинистые отложения составляют незначительные прослои и пачки. Переход от разреза типа Минского к разрезам Белорусского поднятия осуществляется постепенно.

Львовско-Кишиневская впадина

В северной части впадины верхневендские отложения залегают с глубоким размывом на волынской серии и разделяются на два горизонта (Власов, 1974). Нижний горизонт делится на чарторийскую и колковскую (розничскую) свиты. Для чарторийской свиты (132 м) характерны крайне изменчивый состав от конгломератов до аргиллитов и присутствие во всех литологических разностях переотложенного вулканогенного материала. Она является аналогом свислочской свиты.

Колковская свита (109 м) представлена терригенными породами от гравелитов до аргиллитов без заметной примеси вулканического материала. Верхний горизонт — каниловская свита (100 м), состоящая из чередующихся песчаников и глин.

В Подольском Приднестровье верхневендский комплекс представлен рядом чередующихся песчаных и песчано-глинистых пачек (Крашенинникова, 1956; Стащук, 1958). Важное значение для корреляции имеют броницкие слои коричневых глин с пепловым материалом, соответствующие глинистой пачке редкинской свиты (Брунс, 1957; Якобсон, 1962; Клевцова, 1968), а также калюсские слои фосфоритоносных аргиллитов.

В Молдавии в целом сохраняется подольский тип разреза верхнего венда, однако мощность комплекса в целом возрастает до 600 м за счет увеличения мощностей отдельных свит (Букатчук, 1969). В некоторых разрезах (Мирное) удается выделить и аналоги решминской свиты.

Шкаповская впадина

Для верхневендских отложений этой территории принято название «верхнебавлинская серия». Наиболее полный разрез серии вскрыт в скважине Шихан-5 близ г. Стерлитамака. В составе серии выделяют две свиты: каировскую и шкаповскую.

Каировская свита (3075—2582 м) представлена в нижней части зеленовато-серыми аркозовыми песчаниками с прослоями красно-бурых и зеленовато-серых аргиллитов и алевролитов. Песчаники часто грубозернистые, прослоями гравийные. В верхней части свиты развиты алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников и известняков, что для верхнего венда Европейской платформы не характерно. В каировской свите встречаются только прослои коричневых глин.

Шкаповская свита (2582—1745 м) образована в нижней части косослоистыми песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов того же цвета. Верхняя часть свиты представлена алевролитами и аргиллитами.

* *
*

Предверхневендскую структурную перестройку можно считать наиболее существенной в истории всего чехла Европейской платформы (рис. 31).

На обширных территориях платформы верхний венд залегает на всех более древних комплексах одновозрастными свитами — редкинской, свислочской и т. д. Можно полагать, что погружение этих территорий началось в геологическом смысле одновременно. Вместе с крупной тектонической перестройкой устанавливается унаследованность отдельных поздневендских структур от структур более ранних этапов. Обращает на себя внимание совпадение осей погружения ранневендского Среднерусского прогиба и поздневендской Московской синеклизы и частичное приспособление контура южного крыла этой синеклизы к Пачелмскому прогибу. Точно так же ось Московской синеклизы в области ее западного замыкания, меняя свое направление с субширотного на юго-западное, приспосабливается к древнему рифейско-ранневендскому Оршанскому прогибу.

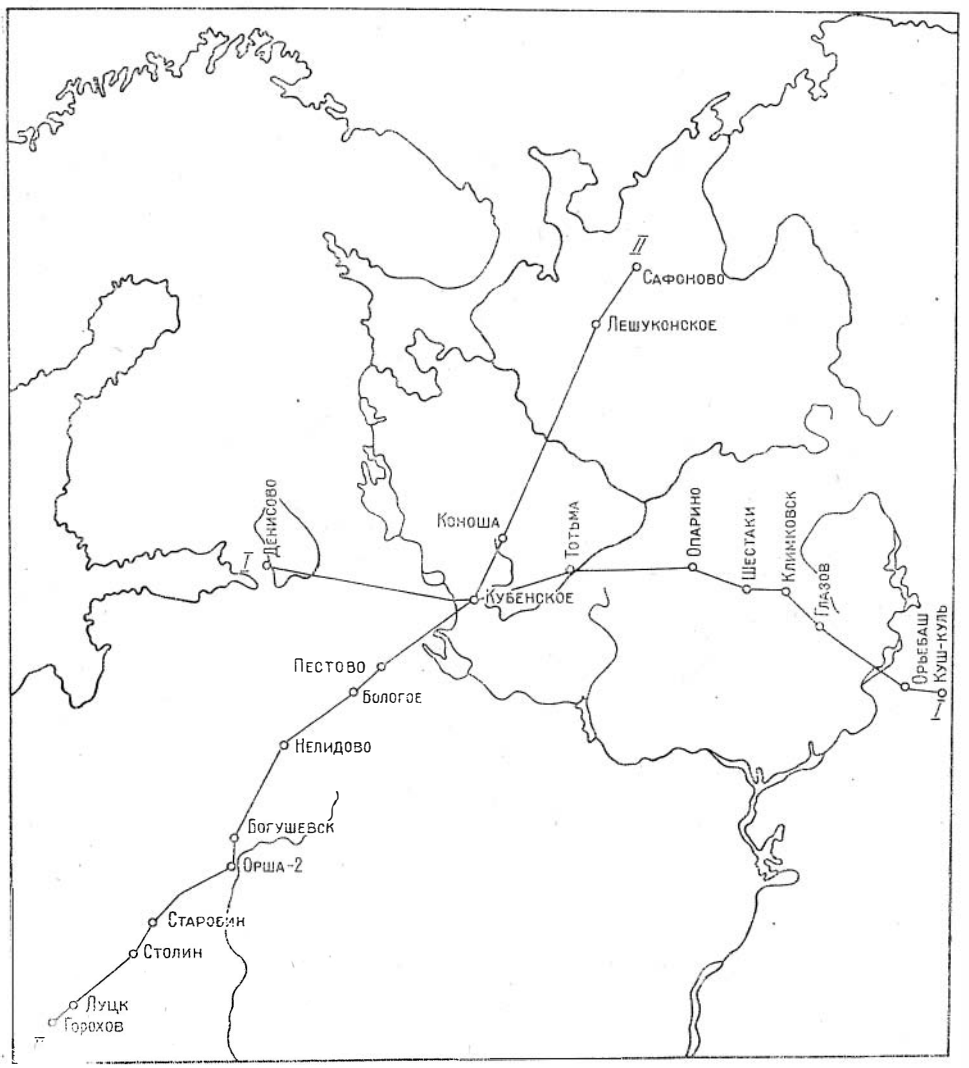
Некоторые довендские прогибы в течение позднего венда испытывали инверсию. Наиболее отчетливо инверсия проявилась в осевой зоне Среднерусского авлакогена в районе Солигалича — Рослятина. Не исключено, что структурой, претерпевшей инверсию, является Гожано-Куединский вал, в котором минимальные мощности венда приурочены к максимальным мощностям более древних толщ, выполняющих Калтасинский авлакоген.

Структурный план при образовании докембрийского чехла платформы неоднократно менялся. Зарождались одни области седиментации, отмирали другие; происходило наложение разновозрастных прогибов друг на друга; первичные контуры прогибов нарушались последующими движениями.

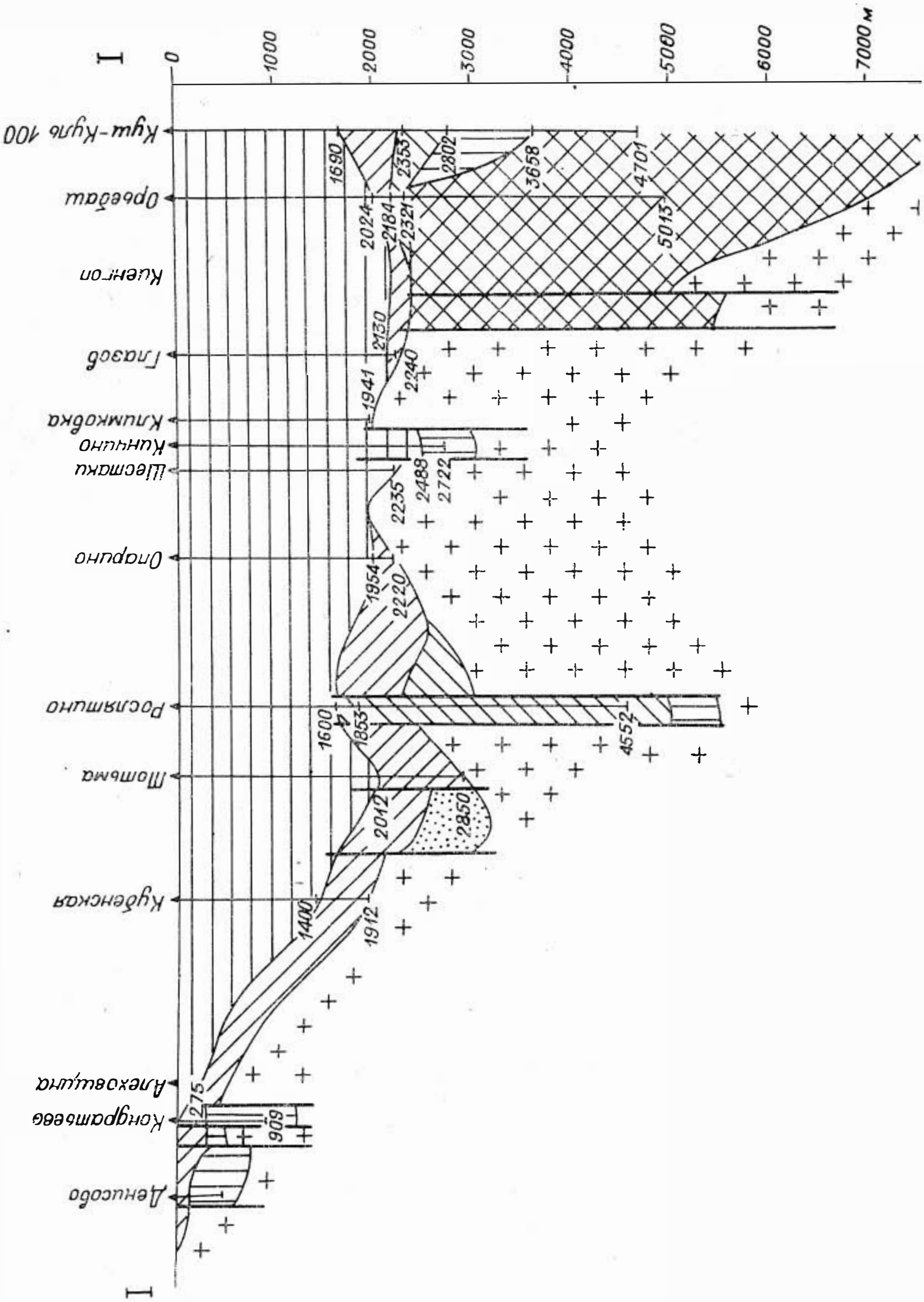
Изменился и вещественный состав формаций, слагающих структурные этажи платформенного чехла. Нижнерифейский этаж в целом представлен сероцветными толщами терригенных пород и доломитов, измененных до стадии глубокого метагенеза. Для средне-верхнерифейского эта-

жа характерен набор красноцветных песчаников, алевритово-глинистых пород, а на востоке платформы и розовых доломитов. С этим этажом связано образование основных вулканических пород. Характерный текстурный признак пород этажа — грубая косая или горизонтальная слоистость. Отложения средне-верхнерифейского этажа, как и все более молодые толщи докембрия, изменены до стадии позднего катагенеза или начального метагенеза. Нижневендский этаж представлен песчано-глинистыми, часто слюдистыми и карбонатными породами, тиллитами, основными эффузивами и их туфами. Для песчано-глинистых пород его характерно появление, наряду с красноцветной, сероцветной окраски и тонкой горизонтальной слоистости, приближающейся к ритмичной. Верхневендский этаж слагается пестроцветными, красноцветными и серыми песчано-глинистыми отложениями, глинами и туфами.

Исчерпывающих радиологических данных, которые характеризовали бы возраст границ этих этажей, нет. О нижнерифейском этаже известно, что он древнее 1560 ± 30 млн. лет (Салоп, Мурина, 1970) и в его состав входят породы с возрастом 2100—2300 млн. лет (Искандерова и др., 1975). Средне-верхнерифейский этаж прорывается габбро-диабазами с возра-



Начало рис. 31.


I
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000 м
Кущ-Куль 100
Орьебаш
Киенгоп
Глазов
Климковка
Кинчино
Шестаки
Опарино
Рослятино
Тотьма
Кубенская
Алеховщина
Кондратьево
Денисово
I
1690
2353
2802
3658
4701
2024
2184
2321
5013
2130
1941
2240
2488
2722
2235
1954
2220
1600
1853
4552
2012
2850
1400
1912
275
909

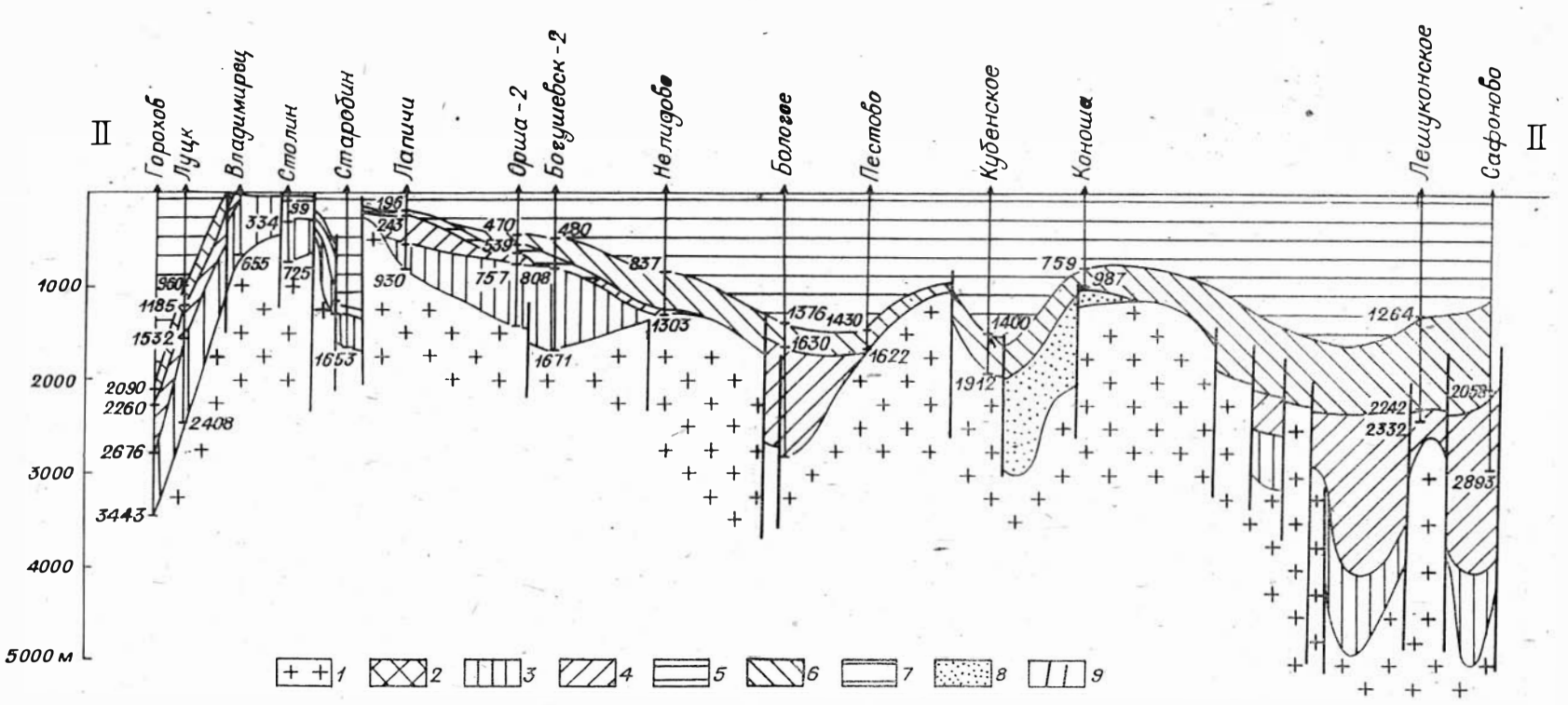


Рис. 31. Геологические разрезы верхнедокембрийских отложений Европейской платформы по линиям Денисово — Куш-Куль (I) и Горохов — Сафоново (II). Составил А. Л. Смирнов.

1 — кристаллический фундамент. Формации: *2* — терригенно-карбонатная нижнерифейского возраста; *3* — красноцветная терригенная среднерифейского возраста; *4* — песчано-глинистая и ледниковая нижневендского возраста; *5* — трапповая и марганценосная нижневендского возраста; *6* — морская и песчано-глинистая верхневендского возраста. *7* — фанерозойский чехол. *8* — отложения Воже-Лачского авлакогена условно нижнерифейского возраста. *9* — разломы.

стом 1100 млн. лет и более и залегает на выборгских рапакиви с возрастом около 1650 млн. лет. Нижневендский — характеризуется самыми разнообразными датировками от 1100 млн. лет и моложе. Возраст подошвы верхнего венда принято считать равным 600 млн. лет по глауконитовым датировкам в Подолии и центральных районах платформы.

Таким образом, история формирования докембрийского чехла Европейской платформы была чрезвычайно длительной. Если принять предлагаемый Л. И. Салопом и Г. А. Муриной (1970) возраст подошвы раннего рифея — 2600 млн. лет, то придется признать, что продолжительность так называемого «позднего докембрия» составляет примерно половину всей геологической истории Земли. Это представление приводит к выводу о том, что формирование докембрийского чехла («верхнего докембрия») Европейской платформы выходит за пределы единого байкальского цикла и связано с рядом самостоятельных геотектонических эпох.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Глава I

АЛДАНСКИЙ ЩИТ

Алданский щит располагается на юго-востоке Сибирской платформы. Площадь его около 300 000 кв. км. Границы щита на севере — выходы платформенного чехла, на востоке — Улканский разлом, на юге — Становой шов, на западе — зона Жуинских разломов (Мокшанцев и др., 1964). Однако не все геологи придерживаются этих границ. Так, Ю. К. Дзевановский (Геология СССР, т. XLII, 1972) северную границу щита проводит по зоне разломов южного борта Вилюйской синеклизы; на юге в состав щита им включается и Становая область. Неоднозначно проводится и восточная граница. Одни исследователи относят обнажающиеся восточнее Улканского разлома архейские образования Батомгского блока к Омнинскому массиву, другие включают в состав щита не только Омнинский, но и Омолонский массив (Ставцев, 1968).

В строении Алданского щита участвуют глубоко метаморфизованные отложения нижнего докембрия и зонально метаморфизованные толщи среднего докембрия. Верхнедокембрийские и фанерозойские неметаморфизованные отложения слагают изолированные выходы.

НИЖНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАЖ

В основе большинства стратиграфических схем нижнего докембрия лежит предложенное Д. С. Коржинским в 1936 г. трехчленное деление наиболее древних образований щита на иенгрскую, тимптонскую и джелтулинскую серии (табл. 8). В связи с применением в Центрально-Алданском районе структурного анализа глубоко метаморфизованных толщ достоверность этих стратиграфических схем, существование серий и особенно их последовательность, традиционные взгляды на тектоническое строение стали ставиться под сомнение.

Ранее считалось, что кольцевые, линейные и овальные крупные складки в архее Алданского щита наиболее древние. Многочисленные более мелкие, в том числе изоклинальные складки описывались как наложенные и усложняющие строение крупных. Структурные исследования показали, что эти крупные складки не являются наиболее древними, а представляют собой результат «вторичного цикла деформаций» (Дук и др., 1975). В толщах, считавшихся ранее моноклиналями, обнаружены запрокинутые, часто с сорванными замками изоклинальные складки.

Это привело к необходимости пересмотра взглядов на стратиграфию древних толщ, их мощность и характер структуры. Так, В. Л. Дук и В. И. Кицул (1975) выделяют кварцитсодержащий комплекс основания и карбонатсодержащий покровный комплекс. В схеме Д. С. Коржинского комплексу основания условно соответствует иенгрская и тимптонская серии, а покровному — часть тимптонской и джелтулинская серия. Последняя точка зрения еще находится в стадии разработки, поэтому намеченное Д. С. Коржинским расчленение архейских образований на иенгрскую, тимптонскую и джелтулинскую серии в целом сохраняется (см. табл. 8).

Таблица 8

Стратиграфические схемы нижнедокембрийских образований Алданского щита

Коржинский, 1939	Легенда Алданской серии листов (Геология СССР, Т. 42, 1972)		Фрумкин, 1974		Салоп Л. И., Травин Л.В., 1974		Кицул В.И. и др., 1975
Джелтулинская серия	Джелтулинская серия	Сутамская свита	Джелтулинская	Худурканская Сутамская Кюриканская	Джелтулинская подсерия	Сутамская (тыркандинская)	Покровный комплекс (карбонатсодержащий)
				Суннагинская Улунчинская Тырканская		Кюриканская (богачанская)	
Тимптонская серия	Тимптонская серия	Кюриканская свита Суннагинская свита Улунчинская свита	Тимптонская	Комусская Нельгюйская Сеймская Иджакская Федоровская	Тимптонская подсерия	Сеймская Федоровская Унгринская Нимгеркапская	Комплекс основания (кварцитсодержащий)
Иенгрская серия	Иенгрская серия	Иджакская свита Федоровская свита Верхнеалданская свита Горбыляхская свита	Иенгрская	Нимнырская свита Верхнеалданская свита Горбыляхская свита	Иенгрская подсерия	Суонтитская Аянахская Курумканская	

Учитывая материалы последних лет, в нижнедокембрийском этаже Алданского щита можно выделить (снизу вверх) иенгрский, тимптоно-джелтулинский, олекминский и борсалинский комплексы. Залегающие выше олондинский (субганский, тунгурчинский) и угуйский (удоканский, маймаканский) комплексы отнесены к среднедокембрийскому этажу.

По особенностям строения Алданский щит можно разделить на четыре крупных блока (с запада): Чаро-Олекминский, Центрально-Алданский, Тимптоно-Учурский и Батомгский.

Центрально-Алданский блок

Этот блок занимает центральную часть щита от Амгинского глубинного разлома на западе (правый берег р. Олекмы) до р. Тимптон на востоке. Здесь обнажаются иенгрский, тимптоно-джелтулинский и унгринский (дёс-леглиерский) комплексы нижнего докембрия, олондинский и угуйский комплексы среднего докембрия.

Иенгрский комплекс обнажается в Олекмо-Тимптонском междуречье. По геофизическим, главным образом магнитометрическим, материалам, образования этого комплекса прослеживаются далеко на север, до верховьев р. Муны (рис. 32). С востока выходы иенгрского комплекса ограничиваются тимптоно-джелтулинским, с запада олекминским комплексами. Площадь его выхода на дневную поверхность 50 000 кв. км.

Состав и строение иенгрского комплекса по данным Л. М. Реутова (1974) в разных районах Центрально-Алданского блока несколько отличаются (табл. 9).

В составе нижней части комплекса (рис. 33) выделяются верхнеалданская, чугинская и нимнырская свиты, в которых преобладают кварциты с подчиненными высокоглиноземистыми и основными гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Мощность колеблется от 4500 до 6000 м. Эти цифры следует считать ориентировочными, так как они получены без достаточного учета сложной складчатой структуры, этих толщ.

Выше залегают федоровская и иджакская свиты, относимые в работах последних лет к тимптонской серии (Фрумкин, 1971а, 1974). В бассейне р. Тимптон и в Сутамском блоке выделяется «надиджакская толща» в составе сеймской, нельгюйской и комусской свит. В. Л. Дук и др. (1975) считают, что свиты имеют обратную последовательность и подстилают федоровскую свиту, т. е. относятся к иенгрскому комплексу.

Комусская свита (2000 м) представлена переслаиванием двупироксеновых гиперстеновых сланцев и биотит-гранатовых гнейсов, с линзами кварцитов, единичными пластами диопсидовых кристаллических сланцев и кальцифиров.

Нельгюйская свита (3000 м) сложена переслаивающимися гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми гранатсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами с подчиненными прослоями биотит-гранатовых гнейсов и редкими линзами диопсидовых кристаллических сланцев, мраморов и кварцитов.

Сеймская свита (около 1500 м) — биотит-гранатовые гнейсы с мощными (до 500 м) прослоями кварцитов и редкими пластами гиперстеновых, двупироксеновых, высокоглиноземистых гнейсов и сланцев, а также карбонатных пород.

Тимптоно-джелтулинский комплекс представлен в Центрально-Алданском блоке федоровской и иджакской свитами. Комплекс (около 14 000 кв. км) расположен главным образом на крайнем востоке Центрально-Алданского блока.

Рис. 32. Схема строения фундамента восточной части Сибирской платформы.

Кристаллический фундамент: *1—3* — протогеосинклинальные комплексы раннего докембрия под чехлом (*а*) и на земной поверхности (*б*) (*1* — иенгрский, *2* — тимптоно-джелтулинский (анабарский), *3* — олекминский и батомгский), *4* — (борсалинский) протоорогенный комплекс. Дейтероорогенные комплексы: *5* — олондинский, тунгурчинский, субганский, *6* — улуйский, удоканский. Прочие обозначения: *7* — краевые швы платформы; *8* — главные разломы фундамента; *9* — контуры куполов (1 — Токкинский, 2 — Олекминский, 3 — Нелюкинский, 4 — Верхнеалданский, 5 — Нижнетимптонский, 6 — Тимптоно-Чульманский, 7 — Суннагинский, 8 — Гонамский, 9 — Учурский, 10 — Омнинский, 11 — Кумахтинский, 12 — Туолбинский, 13 — Кенкемеский, 14 — Иситьский, 15 — Тальский, 16 — Оттонский, 17 — Хампинский, 18 — Уллегиенский, 19 — Чимидиканский). Складчатые системы: I — Анабаро-Мирненская; II — Чаро-Олекминская; III — Тюнг-Алданская; IV — Анабаро-Якутская; V — Оленекско-Батомгская; VI — Мойеро-Кирепгская. Блоки Алданского щита: *А* — Олекмо-Чарский, *Б* — Центрально-Алданский, *В* — Тимптоно-Учурский, *Г* — Батомгский.

Таблица 9

Вещественный состав иенгрской серии по отдельным блокам (по Л. М. Реутову, 1974)

Свита	Блок			
	Амедичинский, Чугинский	Кускангринский	Нимгеркано-Тимптонский	Малемкеевский
Нимнырская	Выделена условно в крайней северо-западной части блока. Биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-гиперстеновые гнейсы (1000 м)	Развита лишь на границе с Нимгеркано-Тимптонским блоком. Биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы, подчиненные прослои других пород (до 600 м)	Развита наиболее полно. Переслаивающиеся биотит-гиперстеновые, двупироксеновые, биотит-гранатовые (местами с кордиеритом) и биотитовые гнейсы, часто графитсодержащие, прослои кварцитов, в верхней части пласты амфиболитов и сланцев (1300——1500 м)	Двупироксеновые и гиперстеновые гнейсы и сланцы, прослои биотитовых гнейсов, линзы амфиболитов. Биотит-гранатовые гнейсы не характерны (до 1000 м)
Чугинская	Вверху — основные сланцы, амфиболиты, гранито-гнейсы, прослои кварцитов, карбонатных пород. Внизу — гранито-гнейсы, высокоглиноземистые гнейсы, прослои основных сланцев, кварцитов. Гранито-гнейсов в разных разрезах от 20 до 70%. Фациальная изменчивость проявлена умеренно (2100—2300 м)	Вверху — гранито-гнейсы, основные сланцы, местами карбонатные породы. В средней части — гнейсы, прослои основных сланцев. Гранито-гнейсов 60—80%. Фациальная изменчивость проявлена умеренно (1600—1800 м)	Переслаивание основных сланцев, высокоглиноземистых пород, кварцитов, биотит-гиперстеновых гнейсов. В нижней и верхней частях линзы карбонатных пород. Гранито-гнейсы практически отсутствуют. Фациальная изменчивость выражена резче, чем в Амедичинском и Кускангринском блоках (1200—1400 м)	В верхней и средней частях — преобладание биотит-амфиболовых гиперстенсодержащих сланцев, линзы карбонатных пород. В нижней части биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы с прослоями высокоглиноземистых гнейсов и основных сланцев. Гранито-гнейсов до 20%. Резкая фациальная изменчивость состава по латерали (800—1300 м)
Верхнеалданская	Верхняя подсвита: кварциты, кварцито-гнейсы, высокоглиноземистые породы, пачки турмалиновых кварцитов, глиноземисто-железистых гнейсов. Нижняя подсвита: разнообразные кварциты, пласты и линзы амфиболитов, высокоглиноземистых гнейсов (2200—2500 м)	Верхняя подсвита: кварцито-гнейсы, высокоглиноземистые гнейсы, гранито-гнейсы. Нижняя подсвита: кварциты, пласты и линзы амфиболитов, основных сланцев, гнейсов. По сравнению с Амедичинским блоком в обеих подсвитах возрастает роль основных сланцев, снижается роль кварцито-гнейсов; турмалиновые, гематитовые кварциты, глиноземисто-железистые гнейсы практически отсутствуют (1900—2000 м)	Верхняя подсвита: кварциты в переслаивании с основными сланцами, высокоглиноземистыми породами. Нижняя подсвита отсутствует (неполная мощность 600—700 м)	Верхняя подсвита: переслаивание кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов, прослои основных сланцев, пачки кварцито-гнейсов; линзы турмалиновых, железистых кварцитов. Нижняя подсвита: кварциты, прослои и пачки высокоглиноземистых гнейсов и основных сланцев. Характерна резкая изменчивость состава и мощности свиты по простиранию (1500—1900 м)

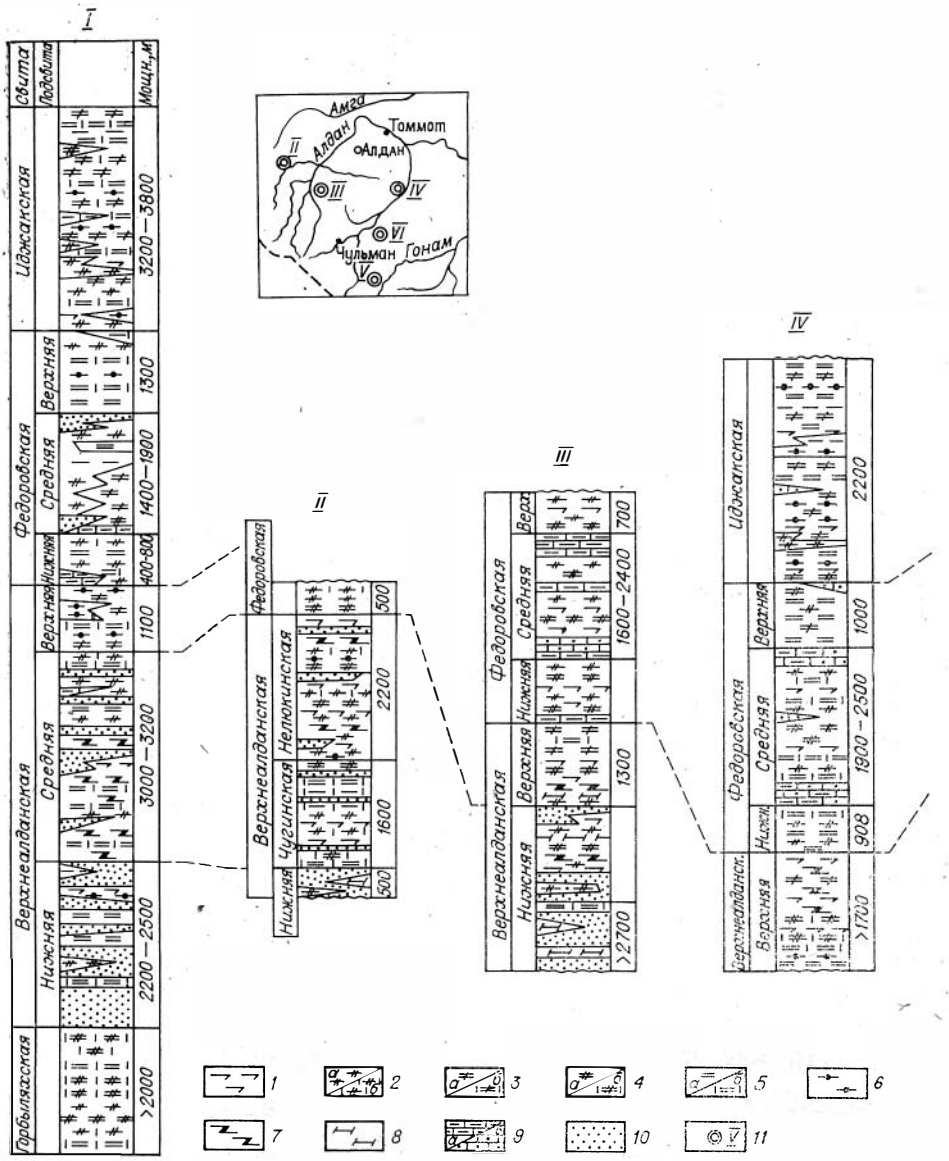
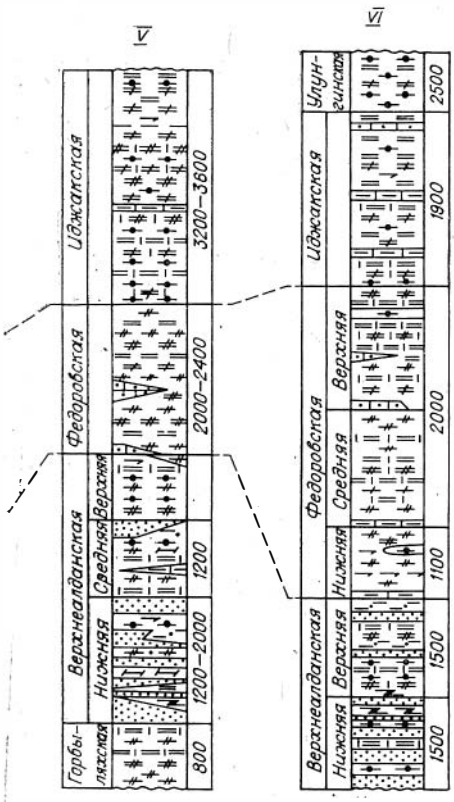


Рис. 33. Схема сопоставления разрезов метаморфических образований иенгрской серии (Геология СССР, 1972).

1 — биотитовые гнейсы; *2* — амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы (*а*) и кристаллические сланцы (*б*); *3* — гиперстеновые, биотит-гиперстеновые гнейсы (*а*) и кристаллические сланцы (*б*); *4* — диопсидовые, роговообманково-диопсидовые гнейсы (*а*) и кристаллические сланцы (*б*); *5* — двупироксеновые, амфибол-двупироксеновые гнейсы (*а*) и кристаллические сланцы (*б*); *6* — гранатовые и биотит-гранатовые гнейсы; *7* — силлиманит-гранатовые и кордиерит-гранатовые гнейсы и кристаллические сланцы; *8* — биотит-кордиеритовые и биотит-силлиманит-кордиеритовые гнейсы и кристаллические сланцы; *9* — мраморы и кальцифиры (*а*) и диопсидовые породы (*б*); *10* — кварциты; *11* — местоположение разрезов на карте и их номера: I — сводный стратиграфический разрез иенгрской серии, II — среднее течение р. Чуги (Е. П. Миронюк, 1962 г.), III — междуречье Мал. Нимгера и Унгры (И. Д. Ворона, 1958 г.), IV — среднее течение р. Тимптон (Е. М. Заблоцкий, А. Р. Энтин, 1966 г.), V — Тимптон-Гонамское междуречье (Л. М. Реутов, 1968 г.), VI — бассейн рек Оюмрак, Анамжак и Мал. Мёлемкён (В. А. Луконина, 1968 г.).

Отложения федоровской свиты несогласно перекрывают образования иенгрской серии, что подтверждается и данными структурного анализа (Фрумкин, 1974; Дук, Кицул, 1975; и др.). Федоровская свита сложена главным образом амфиболовыми, биотит- и диопсид-амфиболовыми гнейсами и сланцами с пачками мраморов, кальцифиров, амфиболитов и



других пород. Верхняя половина комплекса, выделяемая И. М. Фрумкиным в иджакскую свиту, сложена гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми, двупироксеновыми, гранатовыми гнейсами и сланцами с линзами диопсидовых пород и гранулитов.

Состав и мощность пород тимптоно-джелтулинского комплекса в Центрально-Алданском блоке, по данным Л. М. Реутова (1974) меняются. На севере блока в составе комплекса преобладают амфиболитовые, биотит- и диопсид-амфиболовые гнейсы и сланцы, в центральной части —биотит-гиперстеновые и двупироксен-амфиболовые гнейсы, мощность их здесь максимальная — 7800 м. Далее к югу встречаются примерно в равных количествах перечисленные выше породы, а на юге преобладают гиперстен-биотитовые и гиперстен-амфиболовые гнейсы и сланцы; карбонатных пород очень мало. Мощность к югу сокращается до 6400 м.

В состав **унгринского комплекса** включаются отложения дёс-леглиерской серии, описанные в районе слияния рек Алдан и Унгра (1300 км). По степени метаморфизма, составу и степени гранитизации эти образования резко отличаются от подстилающих пород и выделяются некоторыми исследователями в самостоятельный комплекс, занимающий более высокое стратиграфическое положение по сравнению с иенгрским и тимптоно-джелтулинским (Кицул, Лазебник, 1966; Курицын, 1971; Тектоника Якутии, 1975; и др.), или относятся к федоровской свите иенгрской или тимптонской серий (Другова и др., 1959; Реутов, 1974; Салоп, Травин, 1974; Фрумкин, 1974; и др.).

По данным В. И. Кицула и К. А. Лазебник (1966), унгринский комплекс (5500 м) имеет следующее строение (снизу): биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы с редкими и маломощными прослоями кварцитов, амфиболитов, амфиболовых и диопсид-амфиболовых кристаллических сланцев — 1500 м; амфиболовые гнейсы с линзами амфиболитов, амфиболовых и биотитовых кристаллических сланцев — 2000 м; амфиболиты, содержащие в верхах разреза маломощные прослои мономинеральных диопсидовых пород, переслаивающиеся с амфиболовыми кристаллическими сланцами и плагиогнейсами,— 2000 м.

Тимптоно-Учурский блок

Блок располагается в междуречье Тимптона и Учура. Здесь вскрывается мощная толща пород, относимая по схемам различных исследователей к тимптонской (чарнокитовой) и джелтулинской сериям (Коржинский, 1936) или тимптоно-джелтулинской серии (Фрумкин, 1971б). Количество выделяемых свит и их стратиграфическое положение определяет-

ся неоднозначно (см. табл. 8). Эти отложения (рис. 34), как считают многие исследователи, наращивают образования Центрально-Алданского блока. Однако в последние годы по результатам структурных исследований высказывается мнение о возможности их параллелизации (Дук и др., 1975; Дук, Кицул, 1975).

Учитывая отсутствие надежных критериев разделения тимптонской и джелтулинской серий и неопределенность их стратиграфических взаимоотношений, мы объединяем их в единый тимптоно-джелтулинский комплекс.

Залегание пород в Тимптоно-Учурском блоке определялось в большинстве случаев как моноклинальное, на основании чего и проводилось выделение свит. В последнее время установлено (Салоп, Травин, 1974; Дук, Кицул, 1975), что в этих районах широко развиты изоклинальные и опрокинутые, часто сорванные по чешуйчатым надвигам складки, что заставляет очень осторожно относиться к принятой последовательности свит.

Разрез тимптоно-джелтулинского комплекса начинается биотит-гранатовыми гнейсами, с прослоями и линзами гранулитов, кварцитов, кальцифиров, гиперстеновых, гиперстен-амфиболовых, гиперстен-плагиоклазовых и диопсид-гиперстен-плагиоклазовых гнейсов и сланцев, выделяемых в улунчинскую свиту (2000 м).

Суннагинская свита (2000—4000 м) характеризуется переслаиванием главным образом гиперстенсодержащих сланцев и гнейсов. В нижней части свиты преобладают сланцы, в верхней — гнейсы.

В юриканской свите (2000—3000 м) содержатся тонкопереслаивающиеся разнообразные гиперстеновые гнейсы и сланцы с биотитом, амфиболом, диопсидом, с одной стороны, и гранатсодержащие гнейсы и сланцы — с другой.

Вышележащая сутамская свита (3000 м) представлена мощной, довольно однообразной толщей биотит-гранатовых и гранат-биотитовых гнейсов, с линзами и прослоями диопсидовых, диопсид-флогопитовых сланцев и гнейсов, мраморов, кальцифиров и гиперстеновых гнейсов.

Завершается разрез худурканской свитой (1800 м) — переслаивания биотит-гиперстеновых, биотит-гранат-гиперстеновых, биотит-гранатовых, биотит-силлиманит-кордиерит-гранатовых гнейсов и биотит-гиперстен-плагиоклазовых сланцев, с редкими линзами мраморов, кальцифиров и гранатовых гранулитов.

Разрез тимптоно-джелтулинского комплекса в пределах Тимптоно-Джелтулинского блока меняется (см. рис. 35).

Многие вопросы расчленения нижнедокембрийских образований Центрально-Алданского и Тимптоно-Учурского блоков Алданского щита не решены. В последние годы В. И. Кицулом, Л. М. Богомоловой и В. Л. Дуком разрабатывается новая стратиграфическая схема нижнего докембрия Алданского щита. Алданский архей расчленяется ими на нижний и верхний комплексы (см. табл. 8).

В Центрально-Алданском блоке нижний комплекс распространен повсеместно и представлен кварцитсодержащей и бескварцитовой формациями. Кварцитсодержащая формация развита западнее Тыркандинской зоны разломов. Формация включает стратиграфические подразделения, практически не содержащие карбонатных пород и их метаморфических эквивалентов (верхнеалданская свита иенгрской серии, зверевская серия, верхнетимптонский и сутамский комплексы, иджакская, улунчинская, нижне- и верхнесуннагинские свиты правобережья Тимптона и т. д.).

Бескварцитовая формация распространена восточнее Тыркандинской зоны разломов. Это также почти бескарбонатные образования (нижняя и верхняя суннагинские свиты Тимптоно-Учурского междуречья и их аналоги на Юдомо-Учурском междуречье).

Верхний комплекс включает все стратиграфические подразделения архея Центрально-Алданского блока, содержащие карбонатные породы и их метаморфические производные (федоровская свита иенгрской серии, кюриканская свита тимптонской серии, джелтулинская серия и их аналоги в южной и юго-восточной частях щита). Верхний комплекс в отличие от нижнего не имеет сплошного развития, локализуясь в относительно опущенных зонах (Тыркандинская зона, межблоковые пространства Суннагинского и Тырканского выступов нижнего комплекса) или менее эродированных частях щита (Алдано-Тимптонское междуречье). В составе верхнего комплекса выделяются три фациальных типа: федоровский с ассоциацией карбонатных, преимущественно доломитсодержащих пород с пироксеновыми, двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами; сутамский, отличающийся перемежаемостью преимущественно кальцитов карбонатных пород с гранат-биотитовыми гнейсами, и альванарский, включающий наряду с карбонатными породами как основные кристаллические сланцы, так и гранат-биотитовые и гиперстеновые гнейсы.

Чаро-Олекминский блок

Блок располагается на западе щита. На востоке правобережья р. Олекмы он ограничен Амгинским разломом, а на западе — зоной Жуинских разломов. Южная граница проводится условно по Становому шву. Нижнедокембрийские отложения, слагающие этот блок, обнажаются на площади 45 000 кв. км.

В Чаро-Олекминском блоке (табл. 10) выделяются нижнедокембрийские курультинский, олекминский и борсалинский комплексы, среднедокембрийские олондинский и угуйский (удоканский) комплексы (см. рис. 35, 36).

Курультинский комплекс — это главным образом основные сланцы и гнейсы, слагающие изолированные горстообразные выходы в бассейнах Чары, Имангры, Чаруоды и др. Породы метаморфизованы в гранулитовой фации. В основании комплекса выделяется к а р у р а к с к а я свита (Миронюк и др., 1971), представленная неритмичным переслаиванием амфибол-двупироксеновых, биотит-пироксеновых, гиперстеновых, биотит-двупироксеновых, биотит-амфибол-двупироксеновых, гранат-амфибол-двупироксеновых, двупироксеновых гнейсов и сланцев, с прослоями амфиболитов (2000—2300 м). Залегающая выше и м а н г р а к а н с к а я свита сложена биотит-гиперстеновыми, амфибол-гиперстеновыми, гиперстеновыми, двупироксеновыми, амфибол-двупироксеновыми гнейсами и сланцами, а также амфиболитами (2500—3000 м).

З в е р е в с к а я свита объединяет главным образом глиноземистые гнейсы (гранатовые, силлиманит-гранатовые, гранат-силлиманит-кордиеритовые и др.) с подчиненными прослоями и линзами гиперстеновых гнейсов и амфиболитов (900—1800 м).

Заканчивается курультинский комплекс к у р б а л и к и т с к о й свитой амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов с прослоями диопсидовых гнейсов и основных кристаллических сланцев (2000 м). Породы метаморфизованы в гранулитовой фации.

Олекминский комплекс наиболее широко распространен в междуречье Олекмы и Витима. В основании комплекса выделяется (Миронюк, 1966; Миронюк и др., 1971; Петров, 1966, 1974а, б; Фрумкин, 1968; Петров, Колосов, 1973; и др.) о л д о н г с и н с к а я свита (1300—1500 м), сложенная ассоциацией биотитовых гнейсов с резко подчиненным количеством амфиболовых, биотит-амфиболовых гнейсов и сланцев.

Вышележащая х о й к и н с к а я свита (3900—5000 м) характеризуется неритмичным переслаиванием биотит-амфиболовых, амфиболовых и амфи-

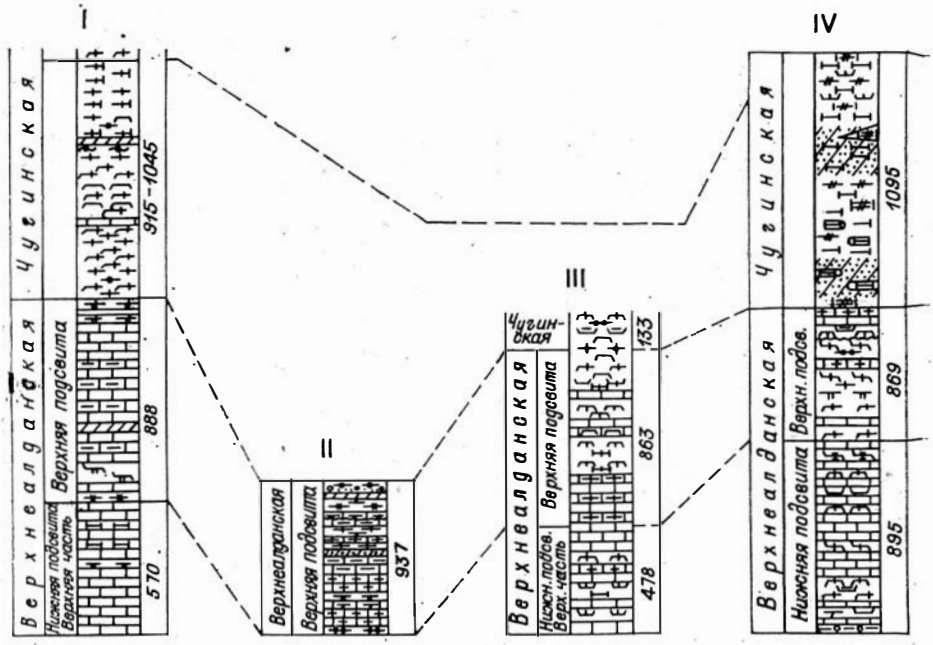
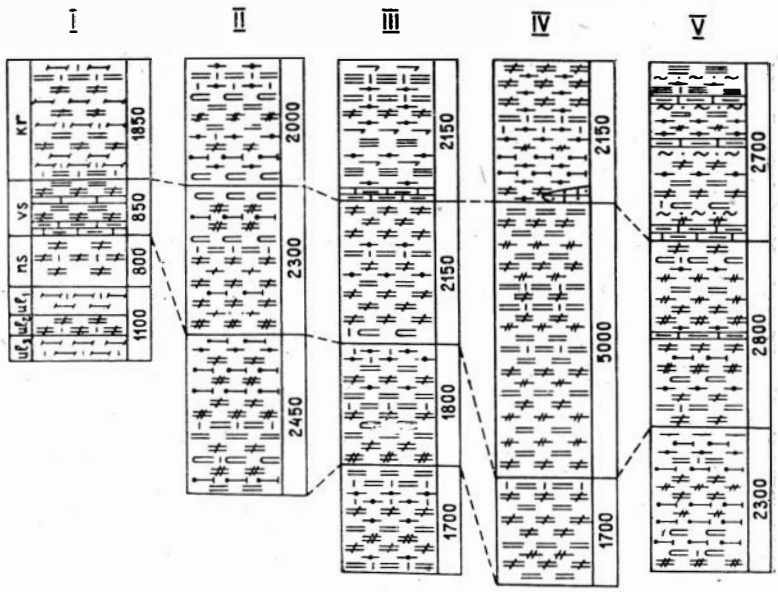
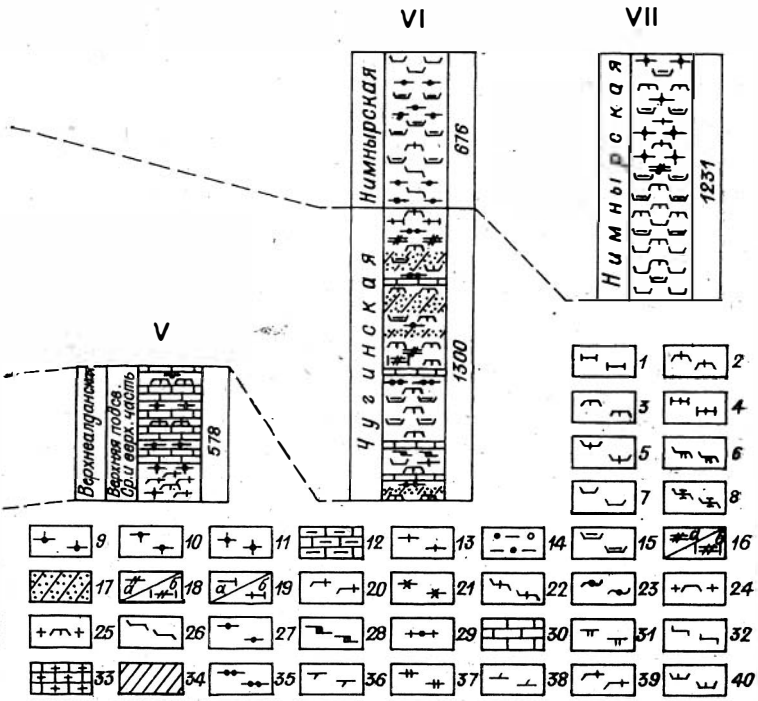


Рис. 34. Схема сопоставления разрезов

1 — амфиболовые кристаллические сланцы; *2* — двупироксен-амфиболовые сланцы; *3* — дву перстен-диопсидовые сланцы; *6* — биотит-кордиеритовые гнейсы; *7* — гиперстеновые сла биотитовые гнейсы; *10* — силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы; *11* — биотит-гранатовые земистые гнейсы и сланцы; *15* — биотит-гиперстеновые и гиперстен-биотитовые гнейсы; фиболовые гнейсы (*а*) и сланцы (*б*); *19* — амфиболовые гнейсы (*а*) и сланцы (*б*); *20* — кли титовые гнейсы; *22* — биотит-кордиерит-гематитовые гнейсы; *23* — гранатовые гнейсы; гнейсы; *26* — кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы; *27* — гранат-биотитовые гнейсы; биотит-пироксеновые гнейсы; *30* — кварциты; *31* — силлиманит-кордиеритовые гней кварцито-гнейсы; *34* — амфиболиты; *35* — биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовые гней диопсидовые гнейсы; *38* — амфибол-биотитовые гнейсы; *39* — биотитовые гранито-гнейсы; Гадай; II — устье руч. Могильного; III — пос. Суон-Тиит, р. Колено, правый приток р. Ая ное крыло Бугариктинской антиклинали и устье р. Иенгры; V — водораздел Бугарикты и Г. И. Хаймн); VII — северное крыло Васильевской антиклинали, р. Алдан





иенгрской серии (Реутов, 1974).

пироксеновые сланцы; *4* — клинопироксен-амфиболовые сланцы; *5* — гнейсы; *8* — биотит-магнетит-кордиеритовые гнейсы; *9* — гранат-силлиманитгнейсы; *12* — кварцито-гнейсы; *13* — биотитовые гнейсы; *14* — высокоглино-*16* — диопсидовые гнейсы (*а*) и сланцы (*б*); *17* — граниты; *18* — биотит-амнопироксеновые гранито-гнейсы; *21* — силлиманит-кордиерит-биотит-гема-*24* — биотит-клинопироксеновые гнейсы; *25* — биотит-двупироксеновые *28* — кордиерит-гранатовые и гранат-кордиеритовые гнейсы; *29* — сы; *32* — кордиерит-силлиманит-мартитовые сланцы; *33* — биотитовые сы; *36* — силлиманит-кордиеритовые гнейсы; *37* — биотит-амфибол-*40* — гиперстен-амфиболовые сланцы. I — р. Алдан, устья рек Нерити и дан, пос. Курумкан; IV — верховья Мал. Кабакты, р. Тимптон, юго-восточ-Биша (В. А. Мокроусов, 1956); VI — р. Хангас-Нимгеркан (по материалам в устьевой части рек Нимгеркан и Чампула (Кицул и др., 1966).

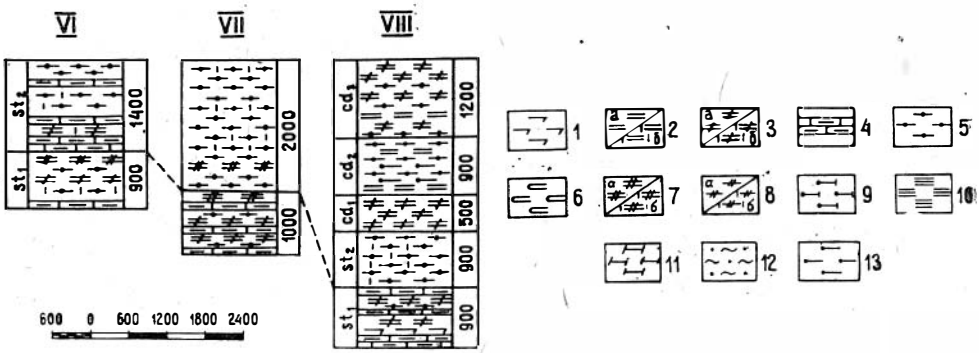


Рис. 35. Схема сопоставления разрезов тимптонской (I—V) и джелтулинской (VI—VIII) серий (Кулиш, 1973).

1 — биотитовые, гиперстен-биотитовые гнейсы; *2* — двупироксеновые гнейсы (*а*) и сланцы (*б*); *3* — биотит-гиперстеновые гнейсы (*а*) и сланцы (*б*); *4* — мраморы и кальцифиры; *5* — гранатовые, биотит-гранатовые гнейсы; *6* — гранат-гиперстеновые гнейсы; *7* — диопсидовые гнейсы (*а*) и сланцы (*б*); *8* — амфиболовые, биотит--амфиболовые гнейсы (*а*) и сланцы (*б*); *9* — гранат-двупироксеновые, гранат-двупироксен-биотитовые гнейсы; *10*—биотит-гранат-кордиерит-силлиманитовые, силлиманит-биотитовые гнейсы; *11* — биотит-кордиеритовые, кордиеритовые, силлиманит-кордиеритовые гнейсы; *12* —графитовые, гранат-графитовые породы; *13* — гранулиты. I — низовья р. Тимптон; II — р. Джаникен; III — р. Иджек; IV — р. Суннагин; V — низовья рек Учур и Алдан; VI — верховья рек Сеймдже и Усмун; VII — верховья р. Гынным; VIII — низовья р. Гынным. Обозначения тимптонской ($ul_{1,2,3}$— улунчинская свита, нижняя, средняя и верхняя подсвиты; ns — нижнесуннагинская свита; vs — верхнесуннагинская свита; kr — юрикан ская свита) джелтулинской серий ($st_{1,2}$ — сутамская свита, нижняя и верхняя подсвиты; $cd_{1,2,3}$— кудурканская свита, нижняя, средняя и верхняя подсвиты).

Таблица 10

Схема расчленения докембрийских образований западной части Алданского щита (по А. Ф. Петрову, 1974б)

Группа	Отдел	Левобережье р. Чары (Чарский, Саймаганский, Куруиг-Уряхский, Малоторский грабены, кодарская подзона Удоканского прогиба)	Междуречье Токко—Олекма (Темулякитский, Таас-Миэлинский, Тунгурчинский, Тарагайский грабены, Олдонгсинская, Ханинская, Угуйская грабен-синклинали)		Правобережье р. Олекмы (Борсалинский, Субганский, Ярогинский, Тунгурчинский грабены)
Протерозой	Верхний	Торгинская, токкинская, ималыкская, кумахулахская, ничатская свиты	Торгинская, токкинская, ималыкская свиты	Дикимдинская свита (серия)	Дикимдинская свита (серия)
	Средний	Кеменская серия — 2000 м	Кебектинская серия: нокитская, сиберкайская свиты		
	Нижний	Удоканская серия — 7000 м	Сеймдинская серия: чародаканская, намсалинская, ханинская свиты		
			Тасмиэлинская (тарагайская) серия		Ярогинская серия
		Эльгерская (саймаганская, мельчикитская и др.) толща	Тунгурчинская серия		Тунгурчинская (субганская, низы ярогинской) серия
Архей	Верхний	Борсалинская серия — 1500 м	Борсалинская серия: тянская, темулякитская свиты		Борсалинская серия
	Средний	Чарская серия Калаканская свита — 3000 м Имангрская » — 3000 м Давачанская » — 3800 м Несмуринская » — 3000 м	Олекминская серия: мордженская, крестяхская, хойкинская, олдонгсинская (нютская) свиты		
	Нижний		Курультинская серия: курбаликитская, зверевская, иманграканская, каруракская свиты		Курультинская и иенгрская серии

бол-биотитовых гнейсов и сланцев с редкими прослоями гранат-биотитовых, двупироксеновых сланцев и амфиболитов.

К р е с т я х с к а я свита (1500—1700 м) сложена преимущественно биотитовыми гнейсами с редкими прослоями амфибол-биотитовых гнейсов и сланцев и телами амфиболитов.

М о р д ж е н с к а я свита, завершающая разрез комплекса,— переслаивание амфиболовых гнейсов, сланцев и амфиболитов с клинопироксен-амфиболовыми и биотитовыми гнейсами (1800 м).

Метаморфизм пород региональный в условиях низких ступеней амфиболитовой фации.

Завершается разрез нижнего докембрия **борсалинским комплексом,** слагающим изолированные остаточные и, реже, наложенные приразломные прогибы. Породы его метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Нижняя, т е м у л я к и т с к а я, свита этого комплекса сложена преимущественно биотитовыми гнейсами, с подчиненными прослоями пироксеновых, амфиболовых, биотитовых, гранат-биотитовых, серицит-мусковитовых, магнетит-силлиманит-кварцевых, фибролит-гранатовых, диопсидовых, куммингтонитовых сланцев, мусковитовых и двуслюдяных гнейсов, безрудных и железистых кварцитов и амфиболитов (1000—1700 м).

Залегающая выше т я н с к а я свита представлена преимущественно биотитовыми, двуслюдяными и мусковитовыми гнейсами, с подчиненными прослоями эпидот-биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов, амфибол-плагиоклазовых сланцев и амфиболитов (1000—1200 м). С железистыми кварцитами этого комплекса связаны крупные месторождения и проявления железных руд.

Батомгский блок

Батомгский блок располагается на востоке Алданского щита и нередко выделяется под названием Омнинского массива (Мокшанцев и др., 1964). В его строении участвуют толщи, относимые к омнинскому, батомгскому и чумиканскому комплексам (Неелов и др., 1971).

В **омнинский комплекс** объединяются метаморфизованные в гранулитовой фации двупироксен-плагиоклазовые гнейсы и сланцы с подчиненным количеством гранат-пироксеновых, диопсид-силлиманит-плагиоклазовых и амфиболсодержащих разностей, а также гиперстен-магнетитовых кварцитов и кальцифиров. Этот комплекс обнажается в двух блоках — Джугджурском и Маймакано-Чумиканском. Он может быть сопоставлен с курультинской серией Чаро-Олекминского блока.

Батомгский комплекс выделяется на севере одноименного блока. Это амфибол-биотитовые, амфибол-плагиоклазовые, амфиболовые и биотитовые гнейсы с прослоями гранат- и диопсидсодержащих разностей, а также гранат-силлиманитовых, пироксеновых сланцев, кварцитов, магнетитовых кварцитов, амфиболитов и мраморов. Метаморфизм в амфиболитовой фации.

Чумиканский комплекс слагает изолированные выходы и представлен биотитовыми, двуслюдяными, гранат- и амфибол-биотитовыми гнейсами и сланцами с подчиненным количеством амфиболитов, мраморов, эпидот-хлорит-серицит-альбит-кварцевых и эпидот-актинолит-хлоритовых сланцев с реликтами бластопсаммитовых структур. Породы метаморфизованы в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации.

Отложения омнинского комплекса по ряду признаков сопоставляются с отложениями курультинского, батомгский комплекс — с олекминским, а чумиканский — с борсалинским комплексами Чаро-Олекминского блока.

Наиболее распространенные породы **иенгрского комплекса** — кварциты и глиноземистые гнейсы. По мнению большинства исследователей (Дзевановский, 1955; Лазько, 1956; Фролова, 1951; Кулиш, 1964; Салоп, 1973; Травин, 1975; и др.), кварциты представляют собой парапороды. В них наблюдаются как моно-, так и полиминеральные, в том числе железосодержащие, разности, реликты тонкой слоистости или полосчатости, обусловленные обогащением отдельных прослоев акцессорными или слюдистыми минералами. Текстурные признаки (знаки ряби, следы размыва и косой слоистости) дают возможность относить кварциты к осадочным терригенным или хемогенным образованиям. Петрохимический состав кварцитов также свидетельствует в пользу их осадочного происхождения.

Высокоглиноземистые гнейсы (биотит-гранатовые, гиперстен-гранат-биотитовые, кордиерит-гранат-силлиманитовые, биотит-гранат-силлиманитовые, биотит-силлиманит-кордиерит-гранатовые и т. д.) считаются (Кулиш, 1973; Реутов, 1974; Мокшанцев и др., 1975; Травин, 1974, 1975) осадочными образованиями переотложенных кор выветривания. Для кварцитов характерна полосчатость, интерпретируемая как отражение первичной слоистости (Травин, 1975).

Среди кварцитов, биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов в бассейне р. Алдан широко распространены линзы и горизонты конгломератов мощностью от 2—4 до 200 м (Кулиш, 1973; Реутов, 1974). В составе галек (1—12 см) отмечаются кварциты, биотитовые плагиограниты и плагиогнейсы, биотит-силлиманитовые сланцы. Редко встречаются гальки основных пород (пироксен-роговообманковых). Однако проведенные В. И. Березкиным и А. Ф. Петровым в 1973 г. исследования на Алдане, в местах выделения этих конгломератов Е. А. Кулишом, показали, что к конгломератам в большинстве случаев отнесены тектониты.

По петрохимическому составу глиноземистые породы иенгрского комплекса находятся в поле пелитовых пород, их первичный состав можно интерпретировать как гидрослюдистые глины, мергели, граувакки с примесью песчано-алевритового материала, алевропелиты, алевропесчаники. Кроме того, среди них присутствуют туффиты и кислые эффузивы.

Большинство амфиболитов, амфиболовых и гиперстенсодержащих сланцев образовались по ортопородам основного и, возможно, ультраосновного состава.

Главными компонентами формаций иенгрского комплекса до его метаморфизма были кварцевые песчаники и алевролиты, в меньшей степени — глинистые и глинисто-терригенные породы (алевропесчаники), а также эффузивы и туфы, а возможно и силлы основного и ультраосновного составов, образуют следующий вертикальный ряд (снизу): терригенная (верхнеалданская свита, нижняя и средняя часть), карбонатно-терригенно-вулканогенная (верхняя часть верхнеалданской свиты или чугинская свита Л. М. Реутова) и вулканогенно-терригенная (нимиырская свита) формации.

Нижняя часть **тимптоно-джелтулинского** комплекса сложена ассоциацией амфиболовых, диопсид-амфиболовых, двупироксеновых и гиперстеновых сланцев и гнейсов и карбонатных пород. В верхних горизонтах появляются глиноземистые, гранат-биотитовые гнейсы, кварциты и амфиболиты. Большинство исследователей считают, что кварциты, карбонатные породы, глиноземистые сланцы и гнейсы относятся к осадочным образованиям. Амфиболиты, амфиболовые сланцы и часть гнейсов этого состава более или менее уверенно считаются образовавшимися по ортопородам (Лазько, 1956; Рудник, Соботович, 1969; Сидоренко и др., 1972; Мокшанцев и др., 1975; Реутов, 1974; и др.), а двупироксеновые и гиперстеновые сланцы и гнейсы относятся к пара- и ортопородам (диоритам и их эффузивным аналогам).

Амфиболовые, диопсид-амфиболовые, гиперстен-амфиболовые сланцы и гнейсы, амфиболиты и плагиогнейсы тимптоно-джелтулинского комплекса представлены как массивными, меланократовыми, так и в различной степени мигматизированными и полосчатыми разностями, что не дает возможности однозначно судить об их первичной природе. Соотношения с породами другого состава в результате широкого развития вторичной сланцеватости и гнейсовидности, как правило, согласные. Сходство рассматриваемых образований с неметаморфизованными вулканогенными породами основного состава подчеркивается близким химическим составом их с базальтами и андезито-базальтами.

Сложнее обстоит дело с выяснением первичной природы гнейсов того же состава. На диаграммах большинство из них располагаются в поле основных пород и часть — в поле неопределенности. Они обладают некоторыми специфическими особенностями химического состава и содержания малых элементов, которые позволяют часть гнейсов относить к ортопородам основного состава, часть — к парапородам.

Гиперстеновые и двупироксеновые кристаллические сланцы (гранулиты) тесно ассоциируют с глиноземистыми и диопсидсодержащими образованиями. Это массивные, участками тонкогоризонтальнослоистые породы, соответствующие по химическому составу осадочным и туфогенно-осадочным отложениям. Рассматриваемые сланцы формировались, видимо, по глинистым, песчано-глинистым и песчаным породам с примесью мергелей и туфогенного материала.

Диопсидовые и диопсидсодержащие сланцы и плагиогнейсы тесно связаны с карбонатными осадками. Это отчетливо полосчатые породы с различным содержанием кварца, микроклина, скаполита и карбоната. Они располагаются в поле мергелистых и карбонатных осадочных пород.

Глиноземистые гнейсы в составе тимптопо-джелтулинского комплекса распространены широко и сходны по строению с таковыми из иенгрского комплекса. Это главным образом гранат-биотитовые и гиперстен-биотитовые гнейсы и сланцы, содержащие различное количество силлиманита, графита и кордиерита. Породы в большинстве случаев слоистые; иногда в них удается наблюдать текстуры, похожие на косую слоистость осадочных пород.

В строении глиноземистых гнейсов отмечается ритмичность (вызванная закономерной сменой меланократовых прослоев лейкократовыми), напоминающая по строению двух- или трехчленный флиш.

Петрохимические особенности глиноземистых гнейсов указывают главным образом на их осадочное происхождение. Они располагаются в поле пелитовых, глинисто-песчаных осадков. Сюда же относятся гранатовые гранулиты. Анализ пород по методике А. Н. Неелова (Травин, 1975) показывает, что глиноземистые гнейсы отвечают граувакка̀м, полимиктовым алевролитам и песчаникам с глинистым цементом и соответствуют слабо дифференцированным осадкам.

Мраморы и кальцифиры образуют в тимптоно-джелтулинском комплексе или маломощные прослои, или быстро выклинивающиеся пачки и линзы, мощностью до 100 м. Среди них отмечены как кальцитовые, так и доломитовые разности. По мнению большинства исследователей, эти породы являются осадочными образованиями.

Гранатовые гранулиты по петрохимическим особенностям отвечают песчано-глинистым и глинисто-мергелистым породам. Они залегают согласно с ассоциирующими с ними породами.

Приведенные результаты расшифровки первичного состава пород тимптоно-джелтулинского комплекса показывают, что главная ассоциация в его нижних горизонтах — вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования, представленные эффузивными и вулканогенными породами основного и среднего состава, а в верхних — песчано-алевролитовые, терригенно-мергелисто-глинистые, туфогенные и граувакковые породы.

По первичному составу в тимптоно-джелтулинском комплексе можно выделить группу вулканогенно-осадочных формаций, состоящую из формаций (снизу вверх): карбонатно-терригенной и базальтовой вулканогенной (федоровская свита), глинисто-терригенной (иджакская свита), вулканогенно-песчано-глинистой (улунчинская свита), андезито-базальтовой вулканогенной (суннагинская свита), базальтово-мергелисто-глинистой (кюриканская свита), терригенно-глинистой флишоидной (сутамская свита) и терригенно-вулканогенной базальтовой (худурканская свита).

Л. В. Травин (1975), проводивший детальные исследования отложений иенгрского и тимптоно-джелтулинского комплексов, характеризует их следующим образом. В иенгрской серии широко развиты кварцевые обломочные образования, каолинитсодержащие пелиты и основные вулканиты. Формирование осадков происходило за счет размыва зрелой коры выветривания в условиях глубокой осадочной дифференциации пенеплена, в пределах которого были развиты породы кислого состава.

Тимптонская серия (рис. 35) характеризуется существенно граувакковым составом терригенных пород и широким развитием основных эффузивов. По химическому составу метаосновные породы близки к траппам древних платформ и, частично, к океаническим толеитам. Присутствие карбонатных доломитовых пород и, предположительно, метаэвапоритов свидетельствует об отличии формации тимптонского комплекса от геосинклинальных.

Низы джелтулинской серии (кюриканская формация), по Л. В. Травину, характеризуются преобладанием граувакковых песчаников и алевролитов, карбонатно-глинистых, глинисто-туфогенных и карбонатных пород, по характеру чередования напоминающих флиш.

Верхи тимптоно-джелтулинского комплекса (тыркандинская, или сутамская, формация) характеризуются, по Л. В. Травину, однообразной ассоциацией терригенных пород граувакового состава.

И. М. Фрумкин (1971б) выделил в составе тимптоно-джелтулинского комплекса следующие формации (снизу): вулканогенно-карбонатную (федоровская и иджакская свиты), базальную терригенную песчано-глинистую с проявлениями вулканогенной (улунчинская свита), вулканогенную (суннагинская свита), переходную вулканогенно-осадочную (кюриканская свита), терригенную песчано-глинистую с элементами флишоидной (сутамская свита) и терригенно-карбонатную (худурканская свита). Состав и строение формаций, по мнению этого исследователя, отвечают геосинклинальному типу фанерозоя.

Курультинская серия Чаро-Олекминского блока по первичному составу отвечает преимущественно вулканогенным образованиям (базальты и андезиты) с прослоями граувакк и терригенных пород (песчаники, алевролиты и аргиллиты) — вулканогенной и песчано-глинистой формациям (Миронюк и др., 1971; Петров, 1966). Амфиболиты и амфиболовые сланцы этой серии располагаются в поле основных пород, а глиноземистые гнейсы тяготеют к участкам осадочных терригенных образований.

Олекминская серия по первичному составу соответствует главным образом песчаникам и мергелям (биотитовые и амфибол-биотитовые сланцы), очень редко — карбонатным породам, а также вулканогенным, возможно интрузивным, породам основного состава, превращенным в амфиболиты и амфиболовые сланцы.

Амфиболиты и амфиболовые сланцы олекминской и борсалинской серий образовывались чаще всего по ортопородам основного состава.

Биотитовые и глиноземистые гнейсы и сланцы, содержащиеся в этих двух сериях, а также часть амфиболсодержащих гнейсов, судя по химическим и текстурным особенностям, могли образоваться за счет терригенно-мергелистых осадочных пород.

Данные по первичному составу олекминской серии позволяют отнести слагающие ее отложения к базальтовой вулканогенно-терригенной группе

формаций, состоящей из терригенной песчано-глинистой (олдонгсинская свита), базальтово-терригенной (хойкинская свита), терригенной (крестяхская свита) и терригенно-базальтовой (мордженская свита) формаций, относящихся к геосинклинальному классу.

Формационный состав **борсалинской серии** определяется не описанными выше разностями пород, хотя они и содержатся в серии, а мощными толщами кварцитов, железистых кварцитов, глиноземистых сланцев, пироксенитов и других пород.

Пироксениты по химическому составу отвечают ультраосновным породам и попадают в поле магматических пород. Кварциты представляют собой слоистые породы с неровными поверхностями на границе пластов; в них иногда удается наблюдать прослои с различной зернистостью, реликты косой слоистости и т. д. Они, как правило, содержат прослои железистых кварцитов типа джеспилитов. Наиболее мощные тела джеспилитов пространственно связаны с амфиболитом, что позволяет определить их осадочно-метаморфогенный генезис. Высокоглиноземистые сланцы располагаются в поле осадочных пород и образовались, судя по особенностям химического состава, по продуктам разрушения кор выветривания.

Разрез борсалинской серии имеет отчетливо выраженный молассоидный характер. Здесь, как уже указывалось, наблюдаются реликты косослоистых текстур, резкая смена пород по вертикали и латерали, линзообразный характер залегания, разнообразные магматические породы. Все это, с учетом первичного вещественного состава, позволяет объединить их в молассоидную терригенно-вулканогенную группу формаций с железистыми кварцитами. В ее составе выделяются: кварцито-железистая, терригенно-вулканогенная базальтовая формации (темулякитская свита) и терригенная песчано-глинистая формация (тянская свита). Они по строению, мощностям и составу достаточно резко отличаются от более древних формаций и относятся к классу орогенных.

Структура

Геологосъемочными работами на Алданском щите установлены широко распространенные кольцевые структуры, названные куполами, гранито-гнейсовыми куполами, овалами, овоидами и т. д., а также линейные и брахиформные, часто протяженные антиклинальные и синклинальные складки типа антиклинориев и синклинориев, осложненные мелкими складками различных порядков. Одни исследователи (Павловский, Марков, 1963; Е. В. Павловский, 1975) считают куполовидные структуры древнейшими на Земле складчатыми образованиями, другие (Судовиков и др., 1962; Грабкин, 1965; и др.) связывают их с более поздними движениями, в частности с «всплыванием» гранито-гнейсовых массивов. Широко распространено представление о существовании обширных моноклинальных структур. Имеются указания на широкое развитие сложно построенных изоклинальных и запрокинутых, часто лежачих складок, сформировавшихся в результате многократных складкообразовательных процессов (Неелов и др., 1971; Салоп, Травин, 1971; Дук и др., 1975; Дук, Кицул, 1975; и др.).

Основными структурными элементами щита (см. рис. 32) являются четыре охарактеризованных выше блока. Они протягиваются в субмеридиональном направлении под платформенным чехлом в виде обширных древних складчатых систем (Мокшанцев и др., 1964; Тектоника Якутии, 1975). На западе щита это Чаро-Олекминская, в центральной его части — Тюнг-Алданская, на востоке — Анабаро-Якутская и Батомгско-Оленекская складчатые системы.

Формирование складок в раннедокембрийских толщах произошло в течение минимум трех циклов, в каждом из которых насчитывается несколь-

Корреляция тектонических, метаморфических и магматических процессов в

Циклы	Этап, стадия	Генерация	Центральная часть щита (Нимнырский блок): Структурные формы	Западная часть: Метаморфизм	Западная часть: Магматизм	Восточная: Метаморфизм
1	2	3	4	5	6	7
III	D_5	S_5	Зоны вторичного рассланцевания	Диафторез от амфиболитовой до зеленосланцевой фации	Дайки основных пород	Диафторез от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций
	D_4	F_4	Северо-западная система открытых складок с субвертикальными ОП *; в зонах регрессивного метаморфизма сжатые складки	Автодиафторез комплексов I и II; усиление метаморфизма комплекса III до амфиболитовой фации	Граниты третьей группы с будинами диопсид-амфиболовых метасоматических пород	Автодиафторез комплексов I и II
	D_3	F_3	Северо-восточная система открытых складок с субвертикальными ОП	Регрессивный метаморфизм комплексов I и II не выше амфиболитовой фации низких давлений; прогрессивный метаморфизм комплекса III от зеленосланцевой до амфиболитовой фации	Тела основных пород	Автодиафторез и формирование флогопитоносных магнезиальных скарнов. Регрессивный метаморфизм комплексов I и II в пограничных условиях между гранулитовой и амфиболитовой фациями
	D_2	F_2	Субмеридиональная система открытых складок с субвертикальными ОП			
	D_1	F_1	Субширотная система открытых складок с субвертикальными ОП			
II	D''_4	F_5 S_5	Зоны вторичного рассланцевания	Диафторез		Диафторез
	D'_4	F_4	Мелкие открытые складки с субгоризонтальными ОП; Формирование куполовидных структур	Автодиафторез	Аляскиты второй группы	

Таблица 11

раннем докембрии Алданского щита (по В. Л. Дуку и В. И. Кицулу, 1975)

часть Магматизм	Циклы	Этап, стадия	Генерация	Южная часть щита (Сутамский блок)		
				Структурные формы	Метаморфизм	Магматизм
8	9	10	11	12	13	14
Дайки основных пород	III	$D_5(?)$	S_5	Зоны вторичного рассланцевания	Диафторез от амфиболитовой до зеленосланцевой фации	Дайки основных пород
Граниты третьей группы с будинами диопсид-амфиболовых метасоматических пород		D_4	F_4	Северо-западная система открытых складок с вертикальными ОП	Автодиафторез комплексов I и II	Лейкократовые существенно калишпатовые граниты второй группы
Спенитоподобные богатые K_2O и бедные SiO_2 граниты второй группы		D_3	F_3	Северо-восточная система открытых складок с вертикальными ОП	Регрессивный метаморфизм комплексов I и II в условиях гранулитовой фации повышенных давлений	
		D_2	F_2 L_2	Меридиональная система открытых складок с вертикальными ОП		
		D_1	F_1 L_1	Субширотная система открытых складок с субвертикальными ОП		
	II	$D_5(?)$	S_5	Кабактинский разлом	Диафторез	Дайки основных пород
		D_4	F_4	Система открытых складок с субгоризонтальными ОП		

1	2	3	4	5	6	7
II	D_3	F_3	Главные линейные северо-западные складки с различно ориентированными дополнительными складками			
	D_2	F_2 S_2	Северо-западная и северо-восточная системы изоклинальных складок	Кульминация прогрессивного метаморфизма от амфиболитовой до гранулитовой фации умеренных давлений	Гнейсовидные граниты, чарнокит- и гранит-мигматиты; основные и ультраосновные породы	Кульминация прогрессивного метаморфизма гранулитовой фации умеренных и повышенных давлений
	D_1	F_1 S_1				
I	D_{n+1}	F_{n+1}	Нерасчлененные структурные формы	Метаморфизм		Метаморфизм

* ОП-осевые плоскости.

ко этапов (Дук и др., 1975; Богомолова, 1975). Одновременно в течение каждого цикла происходили становление гранитных тел, метаморфизм, а в заключительные этапы циклов — диафторез и вторичное рассланцевание пород (см. табл. 5).

Складки первого цикла обнаружены только в иенгрской серии — комплексе основания (Дук и др., 1975). Они сильно разрушены последующими процессами. Складки второго цикла отмечаются в породах иенгрской серии (комплекса основания), а также в тимптоно-джелтулинском и унгринском комплексах (покровный комплекс, по В. Л. Дуку). Складки третьего цикла отмечены в вышеназванных комплексах и в перекрывающем их среднедокембрийском комплексе (тунгурчинская, субганская, тасмэлинская и другие серии).

Центрально-Алданский блок, отвечающий южной части Тюнг-Алданской складчатой системы, характеризуется широким распространением крупных кольцевых куполообразных структур, разделенных междупольными пространствами (см. рис. 32). По мнению одних исследователей (Судовиков и др., 1962; Мокшанцев и др., 1964; Грабкин, 1965; Максимов, Угрюмов, 1966; Тектоника Якутии, 1975; и др.), такой тип строения характерен только для участков распространения иенгрской и частично тимптонской серий (включая федоровскую и иджакскую свиты) и, возможно, в той или иной степени проявляется в Батомгском блоке. Другие (Салоп, Травин, 1974) считают, что развитие различных по величине и строению складчатых овалов и куполов характерно для всего Алданского щита.

Окончание табл. 11

8	9	10	11	12	13	14
	II	D''_3	F''_3	Северо-западная система сжатых складок с субвертикальными ОП		
		D'_3	F'_3 L_3 S_3	Северо-западная система сжатых складок с веерообразным расхождением ОП		
Чарнокит- и гранит-мигматиты; основные и ультраосновные породы		D_2 D_1	$Fe_{1,2}$ $S_{1,2}$ $L_{1,2}$	Северо-западная и северо-восточная системы изоклинальных складок	Кульминация прогрессивного метаморфизма гранулитовой фации повышенных и высоких давлений	Чарнокит- и гранит-мигматиты; основные и ультраосновные породы
	I	D(?)	S	Кристаллизационная сланцеватость	Метаморфизм	

Формирование куполов, наиболее крупные из которых названы Л. И. Салопом овалами, было длительным. Кольцевой облик их определяется складками третьего этапа второго цикла (табл. 11). В одних случаях эти складки четко картируются по выходам маркирующих горизонтов нижнего докембрия, в других — очертания их расплывчатые и они улавливаются только в самом общем виде. Строение куполов, их размеры, внутренняя структура и соотношения с межкупольными пространствами на Алданском щите различны. Наиболее крупные в Центрально-Алданском блоке — Нижне-Тимптонский, Верхне-Алданский и Тимптоно-Чульманский купола — имеют диаметр до 300—350 км.

Особенности строения кольцевых куполовидных структур детально прослежены в центральной части Алданского щита на юго-востоке Нижне-Тимптонского купола, где (Дук и др., 1975) проведено детальное изучение структур иенгрского и тимптоно-джелтулинского комплексов.

Линейные изоклинальные складки, как правило, чешуйчато сорванные, здесь относятся, по данным указанных исследователей, к деформациям первого этапа второго цикла (см. табл. 11). Местами удается наблюдать, что изоклинальные складки в первый же этап были осложнены мелкими структурами. Ширина складок 200—900 м, протяженность до 10—11 км. Эти складки деформируют мигматитовую полосчатость. Осевые поверхности и сланцеватость в них параллельны. Шарниры их имеют различные простирания.

Осевые поверхности складок, как правило, параллельны, и при их деформации более поздними складками создается иллюзия их моноклинального залегания.

Основной структурный план Алданского щита и, возможно, всего кристаллического фундамента Сибирской платформы определяют складки,

сформировавшиеся в третий этап второго цикла (см. табл. 11). Именно в этот этап образовались куполовидные структуры (овалы) и составляющие их сложные антиклинали и синклинали. В юго-восточной части Нижне-Тимптонского купола наиболее крупными складками этого этапа являются Крестяхская, Эгетинская, Бурдыхлайская, Кеторская антиклинали (антиформные складки, по В. Л. Дуку), Федоровская, Куруиг-Хоонкунская, Верхне-Эгетинская синклинали (синформные складки, по В. Л. Дуку). Шарниры складок третьего этапа, так же как первого и второго, ориентированы на юге Нижне-Тимптонского купола в субширотном, на востоке субмеридиональном, на западе — северо-северо-западном и северо-восточном направлениях.

В ядрах складок третьего этапа обнажаются, как правило, толщи иенгрской серии (комплекса основания, по В. Л. Дуку), крылья сложены породами федоровской свиты тимптоно-джелтулинского комплекса. Антиклинальные (антиформные) складки более сжатые, узкие (2—6 км), чем синклинальные (синформные), ширина которых достигает 10 км; протяженность складок 25—30 км. Углы наклона крыльев, как правило, более крутые в складках, располагающихся ближе к ядру купола (до 50°), а ширина их здесь соответственно меньше (1,5—2 км). К периферии купола наклон крыльев складок уменьшается до 15—35°, ширина же увеличивается до 6—11 км.

Эти скрытые складки, имеющие субвертикальные осевые поверхности, осложнены мелкими прямыми, иногда асимметричными складками с субгоризонтальными шарнирами и вертикальными осевыми поверхностями, что значительно затрудняет изучение складок первого порядка. Они, вместе с осложняющими складками, как бы обтекают центральную часть купола, изменяя простирание шарниров от субширотного через субмеридиональное и северо-восточное до северо-западного.

Размеры складок второго порядка в восточной части Нижне-Тимптонского купола и на других его участках около (4—5) × 10 км. В восточной части купола они опрокинуты на запад; восточные их крылья наклонены на восток под углами 30—60°, а западные — субвертикальные или также наклонены на восток под углами 75—80°. Шарниры этих и осложняющих их более мелких складок расположены субгоризонтально, простирания их субмеридиональные и северо-восточные. Погружения шарниров плавные и, как правило, не превышают 10—20° в обе стороны. Характерно, что крупные складки третьего этапа и осложняющие их более мелкие складки, окаймляя купол, имеют различную ориентировку, хотя образовались они в одном интервале времени. Наложенные на них складки третьего цикла значительно усложнили расшифровку их первоначальных простираний.

Структуры четвертого этапа деформаций второго цикла представлены складками продольного изгиба с субгоризонтальной ориентировкой осевых поверхностей. В эти складки сминаются складки третьего этапа, а сами они в свою очередь осложняются мелкими складками, которые изменяют наклон осевых поверхностей. Складки четвертой генерации, как правило, мелкие; ширина их 30—40, редко 50 м. Образование их, судя по субгоризонтальной ориентировке осевых поверхностей, происходило в условиях субвертикального положения главной оси деформаций. Простирание шарниров изменяется от субширотных до субмеридиональных, что в целом согласуется с простиранием крыльев более ранних складок, формирующих Нижне-Тимптонский купол. Складки открытые, с пологими крыльями, угол погружения шарниров 10—20°.

В четвертый этап второго цикла происходило образование складок поперечного изгиба и зон вторичного рассланцевания в условиях вертикальных блоковых движений. Зоны вторичного рассланцевания наложены на структуры предыдущих этапов. По времени образования складки поперечного изгиба, выраженные вертикальными флексурами, и зоны вторич-

ного рассланцевания синхронны. Эти зоны шириной 0,5—7 м, чередуясь с нерассланцованными участками (7—15 м), образуют полосы шириной 70—100 м, повторяющиеся через 200—400 м. Общая мощность таких зон чередования достигает 1000 м, протяженность — 15 км. Зоны несогласно секут более древние структуры. На юге Нижне-Тимптонского купола они субмеридиональные, на востоке северо-западные, реже северо-восточные.

Зоны вторичного рассланцевания выражены вторичными сланцеватыми полосчатыми текстурами, обычно субвертикальными, реже наклонными под углами 40—60°. Разрезы расположены кулисообразно; в них наблюдаются горизонтальные и вертикальные смещения реликтовых плоскостных элементов и асимметричные складки с субгоризонтальными шарнирами.

Создание всех этих форм происходило преимущественно при вертикальных движениях блоков. В первом случае образовывались главным образом сколы, а разрывные нарушения представлены сбросами и взбросами, во втором случае — трещины отрыва. Образование зон рассланцевания со сбросами и взбросами вертикальными движениями по ним происходило в заключительный этап формирования Нижне-Тимптонского купола.

Третий цикл деформаций проявился в породах иенгрского, тимптоно-джелтулинского комплексов и в наложенных на них среднедокембрийских орогенных образованиях олондинского (субганского) комплекса. В первый и второй этапы третьего цикла (по В. Л. Дуку и В. И. Кицулу) сформировались системы субширотных и субмеридиональных складок с субвертикальными осевыми поверхностями. На юге и востоке Нижне-Тимптонского купола простирания их совпадают с ориентировкой складок третьего этапа второго цикла.

Наиболее ранние субширотные складки первого этапа деформаций третьего цикла проявлены изгибанием плоскостных текстур в субмеридиональных крыльях вертикальных флексур и зон вторичного рассланцевания. Простирание крыльев на востоке купола 25—30 и 330—320°, шарниров — 80—110°. Здесь они осложняются более мелкими складками субмеридионального простирания (360—345°). Ширина субширотных открытых складок достигает 15 км, протяженность более 10 км. Осевые плоскости субвертикальные, шарниры погружаются на восток; минеральная линейность, структуры будинажа субпараллельны шарнирам.

Во второй этап третьего цикла (см. табл. 11) образовались крупные складки субмеридионального простирания, а также осложняющие их малые структурные формы; размер складок от сантиметров до 3—6 км, протяженность 1,5—4 км. Осевые плоскости складок субвертикальные, складки относительно пологие с углами между крыльев 100—110°, а в мелких осложняющих складках — 45—50°. Субмеридиональные складки этого этапа на юге Нижне-Тимптонского купола выявляются на крыльях субширотных складок первого цикла деформаций, а на востоке купола — на крыльях складок предыдущего этапа.

В третий этап третьего цикла (см. табл. 11) образовались складки северо-восточного простирания шириной до 2,5 км, протяженностью более 3,5 км. На востоке Нижне-Тимптонского купола они наиболее четко деформируют крылья складок предыдущего — второго — этапа. На юге эти складки проявлены в крыльях складок первого и второго этапов второго цикла. Шарниры их, как правило, имеют северо-восточные (50°) простирания и погружаются в том же направлении.

Складки продольного изгиба второго и третьего этапов третьего цикла сформировались при горизонтальном положении главной оси деформаций.

К четвертому этапу третьего цикла относятся складки северо-западного простирания, описанные В. Л. Дуком на юго-востоке Нижне-Тимптонского купола. Это главным образом мелкие структуры, шириной от нескольких сантиметров до 200—300 м. Эти складки пересекают границы зон регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации. С этапом их формиро-

вания во времени связывается образование лейкократовых гранитов и гранитизация пород, которые наложены на складки третьего этапа второго цикла (см. табл. 11).

Времени формирования складок четвертого этапа третьего цикла соответствуют условия регрессивной амфиболитовой фации.

Структуры пятого этапа деформаций, завершающего третий цикл, формировались в эпоху блоковых движений консолидированного субстрата и выражены разрывными зонами бластомилонитов шириной до 4—5 м. Они создают редкую сеть преимущественно северо-восточного, реже субмеридионального и северо-западного простираний.

В более позднее время (верхний докембрий — фанерозой) при блоковых движениях образовались зоны дробления и трещиноватости, сопровождающиеся внедрением по ним даек основных и щелочных пород, а на их пересечениях — массивов ультраосновных, щелочных и других пород.

Исследования В. Л. Дука, Л. М. Богомоловой и других в Центрально-Алданском и Тимптоно-Учурском блоках показали сходный характер и ту же последовательность деформаций, что и на юго-востоке Нижне-Тимптонского купола.

В составе **Тимптоно-Учурского блока** в современном структурном плане выделяются Гонамский, Тыркано-Уянский, Идюмо-Хайканский выступы фундамента и Суннагинский горст. В их строении участвуют как линейные протяженные, сложно построенные складки, так и дугообразно изгибающиеся структуры, интерпретируемые Л. И. Салопом в качестве частей гигантских куполов. В частности, в пределах Суннагинского горста он выделяет складчатый овал гигантского размера, северная часть которого перекрывается осадками платформенного чехла. Фактически на отдельных выступах Тимптоно-Учурского блока четко прослеживаются лишь дугообразные складки, обращенные выпуклостью на юг или юго-запад. Они обычно рассматриваются в качестве структур замыкания складчатой системы, поскольку, по геофизическим данным, в северном направлении на их продолжении расположены линейные структуры, прослеживающиеся под чехлом на сотни километров (Мокшанцев и др., 1964; Тектоника Якутии, 1975; и др.). Крупные гранито-гнейсовые купола типа Верхне-Алданского здесь отсутствуют и лишь местами отмечаются небольшие с диаметром от 1 до 10 км гранито-гнейсовые массивы и линейные тела гранито-гнейсов, вытянутые вдоль крупных зон разломов.

В южной его части намечается Тыркандский, Хайканский и Идюмский купола (см. рис. 32), состоящие из крупных антиклиналей и синклиналей, сходных по строению со структурами Центрально-Алданского блока, но в значительно меньшей степени осложненных телами гранито-гнейсов.

На границе Центрально-Алданского и Тимптоно-Учурского блоков, вдоль Иджакского и Тыркандинского разломов, отмечаются (Тектоника Якутии, 1975; Салоп, Травин, 1975) крупные линейные и изометричные складки, протягивающиеся в субмеридиональном направлении на 300 км — Тыркандинский антиклинорий (см. рис. 32).

Чаро-Олекминский блок, занимающий южную часть одноименной складчатой системы, состоит из крупных линейно-вытянутых, участками брахиформных коробчатых антиклинориев и равнозначных им или очень узких синклинориев субмеридионального, северо-западного простирания на севере и субширотного — на юге. На отдельных участках закартированы относительно небольшие куполовидные поднятия. Для блока характерны присутствие в его пределах выступов, которые сложены курультинской серией, облекающих их складчатых структур олекминской серии и широкое распространение разрывных нарушений, к которым чаще всего приурочены грабены и прогибы, сложенные борсалинской серией и более молодыми среднедокембрийскими образованиями.

Основной структурный план блоков, сложенных курультинской серией, создают протяженные брахиформные антиклинории с широкими

и пологими сводами; наклон их крыльев 35—40, редко 65—70°. Они разделены узкими линейными синклиналями. Простирание шарниров в различных блоках изменяется от субширотного до северо-западного и северо-восточного. В Иманграканском выступе сохранился фрагмент крупного купола, который отчетливо обрисовывается изгибанием осевых поверхностей складок. На юго-западном окончании блока расположено второе куполовидное поднятие диаметром 10—15 км. Эти поднятия образованы чередующимися антиклинальными и синклинальными складками протяженностью 8—15 км, шириной 5—6 км с наклоном крыльев 30—40°, ближе к центру — 70°, часто запрокинутыми к периферии куполов. В Чарском выступе широко распространены гранитоиды, в поле которых отчетливо обособляется еще несколько эллипсоидальных куполовидных структур, размером 5×7, 10×25 км. Складки, образующие их, линейные, сжатые, с крутыми крыльями.

Дербергеляхский антиклинорий протягивается в субмеридиональном направлении на 100 км при ширине 20—40 км; восточное крыло его крутое (60—75°), западное сравнительно пологое (40—50°). Антиклинорий состоит из линейных складок, протяженностью до 40—50 км, шириной 3—5, реже 10 км с углами наклона крыльев 40—50°. В строении их участвуют более ранние изоклинальные складки нескольких генераций.

Кроме Дербергеляхского антиклинория в Чаро-Олекминском блоке выделяются сходные по строению Верхне-Тарыканский, Токкинский, Оломокитский и другие антиклинории и разделяющие их Торачанский, Чарский, Кебекте-Алаткинский, Крестяхский и другие синклинории. Синклинории корытообразные, участками килевидные, линейные и изометричные. Они также осложнены более ранними изоклинальными, лежачими и запрокинутыми складками.

На левобережье Токко и в бассейне Олекмы закартированы куполовидные структуры, сложенные образованиями олекминской серии. Диаметр Токкинского купола 15—20 км, он имеет эллипсоидальную форму и вытянут согласно с простиранием шарнира Токкинского антиклинория. Купол образован линейными, часто запрокинутыми, асимметричными складками, шириной 3—10 км, протяженностью до 20 км. Вторая куполовидная структура выделяется на правобережье Олекмы.

Выделенные в Чаро-Олекминском блоке на западе Алданского щита наложенные прогибы, сложенные борсалинской серией, образуют в целом единый структурный план с крупными складками олекминской серии и имеют различные размеры (80×30, 30×12, 40×6 км). В прогибах, как правило ограниченных разломами, широко развиты ранние изоклинальные складки размером 15×0,5 км, смятые в свою очередь в более поздние по времени открытые, участками сжатые, брахиформные антиклинали и синклинали. В отличие от складок олекминского комплекса, рассматриваемые структуры имеют небольшие размеры (3—5×60, 15×40 км), преимущественно пологие (15—30°) углы наклона крыльев, горизонтальные шарниры. В Темулякитском прогибе на контакте олекминской и борсалинской серий породы смяты в единые складки, характерные для борсалинской серии. Типичные же складки олекминской серии, протяженностью более 100 км, отмечаются лишь в 50—60 км от контакта, где интенсивность борсалинского этапа складчатости сказалась значительно слабее. В этом прогибе наблюдаются, кроме того, небольшие дугообразные структуры, не связанные с гранито-гнейсовыми телами.

Сочетание линейных и брахиформных небольших по размерам складок является характерной чертой нижнедокембрийских протоорогенных образований Алданского щита. Многочисленными разломами древнего заложения, субмеридионального и субширотного простирания складчатые формы Чаро-Олекминского блока разбиты на более мелкие блоки различных конфигураций.

Таким образом, Центрально-Алданский, Тимптоно-Учурский и Чаро-Олекминский блоки Алданского щита существенно различаются между собой по характеру и особенностям строения тектонических структур. Для Центрально-Алданского блока, в области распространения иенгрского и нижней части тимптоно-джелтулинского комплексов, типичны крупные (до 200—300 км в поперечнике) кольцевые интенсивно гранитизированные структуры типа овоидов — гранито-гнейсовые купола в понимании Е. В. Павловского. В Тимптоно-Учурском блоке преобладают дугообразные и линейные структуры, в то время как крупные купола намечаются весьма проблематично, гранито-гнейсы распространены в общем незначительно и лишь местами образуют небольшие по размерам (километры и первые десятки километров) тела типа куполов. В Чаро-Олекминском блоке в основном распространены линейные, в меньшей степени — дугообразные структуры, среди которых местами, преимущественно в приподнятых блоках, сложенных курультинской серией, также фиксируются небольшие (до 10—30 км в диаметре) по размерам купола существенно иного строения, чем центральноалданские.

Магматические и ультраметаморфические комплексы

Наиболее древние магматические образования нижнего докембрия представлены на Алданском щите вулканогенными и интрузивными породами основного и ультраосновного состава, превращенными в основные кристаллосланцы и амфиболиты. Они входят в состав супракрустальных толщ нижнего докембрия. Кроме того, на юге Алданского щита широко распространены метагипербазиты (перидотиты, пироксениты), образующие мелкие штоки и дайки среди вмещающих пород. Большинство исследователей считают тела ультраосновных пород протрузиями. Размер их не превышает 3—5 км в поперечнике.

Наиболее ранние гранитоиды появляются после образования тимптоно-джелтулинского комплекса. К ним относятся чарнокиты, гнейсовидные граниты и гранит-мигматиты. Формирование их связано с первым этапом прогрессивного метаморфизма, когда породы, близкие по составу гранитам, в результате анатектической перекристаллизации превратились в гранито-гнейсы и чарнокиты (Шкодзинский, 1975; Лазебник, 1975; и др.). Состав их в основном зависит от вмещающих пород.

В заключительный (борсалинский) этап раннедокембрийской истории сформировались интрузии амнуннактинского и токкинского комплексов.

В амнуннактинский комплекс объединяются габбро, габбро-диориты, диориты, гранодиориты и гипербазиты. Метагипербазиты, образовавшиеся по дунитам, слагают небольшие по площади изометричные тела, выходы которых встречаются на всем Алданском щите. Они сложены серпентином, оливином, пироксеном (группа энстатит-ферросилита), бесцветным амфиболом, тальком и магнетитом.

Метагаббро, габбро-диориты, диориты и редко гранодиориты приурочены преимущественно к прогибам, выполненным борсалинской серией. Они образуют согласные с вмещающими породами доскладчатые тела или слагают секущие дайки в поле развития олекминской серии. Отсюда четко определяется послеолекминское — борсалинское время внедрения. Интрузии образуют протяженные (до 20 км) выходы шириной от 1—2 м до 3—4 км среди пород борсалинской серии. Они сложены плагиоклазом (лабрадор, битовнит), обыкновенной роговой обманкой, редко актинолитом, изредка кварцем и акцессориями (рудные, сфен, апатит, циркон). По своему составу породы амнуннактинского комплекса отвечают габбро-диорит-гранодиоритовой формации.

Радиологический возраст метагаббро по амфиболу 3150 млн. лет (определение Ю. А. Шуколюкова, Институт геологии и геохронологии АН СССР, по материалам В. В. Ляхницкого).

В токкинский комплекс входят разнообразные по составу, форме и размерам тела гранитоидов, широко развитые среди отложений курультинской, олекминской, становой и борсалинской серий. Связь их со структурами борсалинской серии наблюдается наиболее отчетливо. Так, в районе Тарагай-Хаинского грабена отложения борсалинской серии интенсивно гранитизированы, тогда как залегающая выше тарагайская толща нижнего протерозоя гранитизации не подверглась. Ксенолиты гранитов токкинского комплекса описаны Г. В. Бирюлькиным в раннепротерозойских куандинских гранитах в верховьях р. Читканды, несогласно перекрытых отложениями удоканской серии.

Формирование токкинского комплекса происходило в две фазы. Ранняя фаза объединяет многочисленные тела гранито-гнейсов, гнейсогранитов и гранитов, залегающих преимущественно среди отложений олекминской серии; с этой же фазой связано формирование послойных магматитов. Вторая фаза характеризуется образованием крупных тел, в общем согласных с простиранием основных структур вмещающих пород, но часто являющихся секущими по отношению к мелким структурам.

В массивах наблюдаются как типичные граниты, так и разности, которые через гранито-гнейсы и магматиты постепенно переходят во вмещающие породы.

Несмотря на длительность формирования, разнообразие форм массивов, различные соотношения с вмещающими породами, близость химического состава гранитов токкинского комплекса позволяет объединить их в одну гранито-гнейсовую формацию. Радиологический возраст гранитоидов дает разброс цифр от 2930 и 3100 (Глуховский, 1969) до 1800 млн. лет.

Многие исследователи к раннедокембрийским образованиям относят массивы анортозитов (Каларский, Дикугдикурский и др.), приуроченные к зоне Станового краевого шва. Однако мнение это основано главным образом на петрологических данных. Приуроченность массивов к границе Сибирской платформы, взаимоотношения с вмещающими породами, данные абсолютного возраста (1700—2250 млн. лет по урано-ториевому методу) указывают на их более молодой, вероятно среднедокембрийский, возраст (Геохронология докембрия, 1968; Петров, 1974в).

Возраст

В центральной части щита уверенно выделяются три разновозрастных комплекса: иенгрский, тимптоно-джелтулинский и субганский, или олондинский. Однако имеются и другие представления. Одни исследователи (Глуховский, 1975; Глуховский, Павловский, 1973; и др.) ниже отложений иенгрского комплекса выделяют базитовые образования катархея или «лунной стадии развития Земли», другие (Дзевановский и др., 1967; Дук, Кицул, 1975) — наиболее древними образованиями считают массивы гранито-гнейсов, слагающих ядра куполов или складчатых овалов.

До настоящего времени невозможно однозначно провести корреляцию курультинской, олекминской и борсалинской серий с отложениями центральной части щита, Становой зоны и Батомгского блока. В литературе по этому поводу высказываются различные суждения.

Привлечение к решению этого вопроса данных абсолютного возраста не вносит существенных изменений, так как большинство полученных цифр явно омоложены и отражают, как правило, время проявления более поздних процессов. Некоторые исследователи (Салоп, 1973) предлагают брать за основу наиболее древние, «реликтовые» цифры, другие опираются на данные изохронного метода. Однако и тот и другой способ вряд ли дают объективные представления о времени формирования докембрийских пород. Так, из отложений иенгрского и тимптоно-джелтулинского комп-

лексов калий-аргоновым методом по биотиту и валовым пробам получен возраст от 2200 до 1400 млн. лет, по диопсиду — 5400—2000 млн. лет, по амфиболам и гиперстенам — 2800—1500 млн. лет; урано-ториевым методом — 2250—2650 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968). Для отложений курультинского, олекминского и борсалинского комплексов запада Алданского щита получены цифры по амфиболам 2670—1410 млн. лет, по мусковиту из пегматитов, рвущих отложения борсалинской серии,— 2510—3100 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968; Миронюк, 1966; Петров, 1966; Глуховский, 1969; и др.).

Все эти данные свидетельствуют о сложной истории развития раннедокембрийских образований и отмечают время ее отдельных этапов. По мнению большинства исследователей, цифра 3500 млн. лет отражает время первого прогрессивного метаморфизма наиболее древних докембрийских образований иенгрского и тимптоно-джелтулинского комплекса, а их собственный возраст — древнее 3500 млн. лет.

СРЕДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАЖ

Среднедокембрийские образования не имеют сплошного распространения. Ими выполнены узкие приразломные грабены или сравнительно обширные протяженные прогибы на западе Алданского щита (Чаро-Олекминский блок), на юге Центрально-Алданского блока, в Улканском прогибе, а также на Оленекском массиве. Под чехлом платформы эти образования вскрыты отдельными скважинами, а также выделяются по геофизическим материалам (см. рис. 32). На Алданском щите к среднему докембрию относятся нижне- и среднепротерозойские образования Олондинского, Субганского, Тунгурчинского, Таас-Миэлинского и других грабенов, Удоканского и Улканского прогибов, Угуйской, Олдонгсинской и других грабен-синклиналей.

Наиболее полно эти образования представлены в Чаро-Олекминском блоке (Салоп, 1964, 1967 и др.; Петров, 1963, 1966, 1973, 1974б, в, 1976; Миронюк, 1966; Миронюк и др., 1971; Глуховский, 1969; Федоровский, 1972; и др.). Здесь выделяются олондинский и угуйский комплексы, каждый из которых объединяет несколько серий (рис. 36).

Олондинский (тунгурчинский, субганский) комплекс раннепротерозойского возраста выполняет Олондинский, Тунгурчинский, Саймаганский, Бурпалинский, Таас-Миэлинский, Субганский, Ярогинский, Чульманский и другие грабены. Наиболее древняя толща комплекса представлена в различных грабенах олондинской, субганской, тунгурчинской, бурпалинской и другими сериями. Они характеризуются смешанным вулканогенно-осадочным составом пород, весьма изменчивых не только в различных грабенах, но и внутри одной структуры. Так, олондинская серия одноименного грабена сложена главным образом вулканогенными породами от кислого до ультраосновного состава. В Бурпалинском и Аянском грабенах количество осадочных и вулканогенных пород приблизительно равно. Осадочные породы представлены песчаниками и мраморами, превращенными в слюдяные, хлоритовые и другие сланцы. В Тунгурчинском грабене в разрезе одноименной серии выделяются (снизу): ортосланцы основного состава, амфиболиты — 200—250 м; слюдяные сланцы со ставролитом, дистеном и редко кианитом, кварциты и песчаники — 250—400 м; мраморы с редкими прослоями двуслюдяных и основных сланцев— 150—200 м.

Наиболее полный разрез серии представлен на рис. 36. Характерная особенность разреза — линзовидность и невыдержанность пластов и прослоев как по простиранию, так и вкрест простирания грабенов, интенсивная гранитизация, затушевывающая границы грабенов и вмещающих образований, присутствие вулканогенных пород различного состава,

а также интрузий основных пород. В отличие от нижнедокембрийских отложений описываемые породы метаморфизованы зонально, в условиях андалузит-силлиманитового типа в интервале от зеленосланцевой до низких ступеней амфиболитовой фации.

Стратиграфически выше в некоторых грабенах западной части щита выделяются преимущественно груботерригенные образования с подчиненным количеством вулканогенных пород тасмиэлинской серии (Петров, 1974а, см. рис. 36). Эти отложения известны в Олондинском грабене, на р. Чаре в Саймаганском и, возможно, Каларском грабенах, а также в районе Олдонгсинской грабен-синклинали.

Для этой серии типичны косослоистые текстуры, линзовидный характер пластов, невыдержанность их состава и мощностей в грабенах.

Угуйский (удоканский, маймаканский) комплекс широко распространен на западе, юге и востоке Алданского щита, занимая площади соответственно в 11 000, 1500 и 3000 кв. км. Ими выполнены крупные Удоканский и Улканский прогибы, обширные Угуйская, Олдонгсинская и другие грабен-синклинали, а также узкие Давангра-Хугдинский, Атугей-Нуямский и другие грабены, несогласно наложенные на все более древние структуры, в том числе и на грабены олондинского комплекса. Расположение прогибов и грабенов связано с разломами раннедокембрийского заложения. Так, Удоканский прогиб вытянут согласно со Становым краевым швом в субширотном направлении, однако его осадки под прямым углом перекрывают субмеридиональные структуры олекминского комплекса.

В составе удоканского комплекса, по данным Л. И. Салопа (1964), А. М. Лейтеса (1965), В. С. Федоровского (1972), М. З. Глуховского и Е. П. Миронюка (1971), А. Ф. Петрова (1974а) и др., выделяются (снизу) нижнепротерозойские кодарская и чинейская и среднепротерозойская кеменская подсерии (см. рис. 36).

В кодарской подсерии (1200—4000 м) широко развиты терригенные породы (песчаники, гравелиты, алевролиты, сланцы) с резко подчиненным количеством метаандезитов и метабазальтов в основании. Чинейская подсерия (2700—3600 м) также сложена преимущественно терригенными осадками (песчаниками, конгломератами, алевролитами, филлитами) с горизонтами доломитов в верхах разреза. Кеменская подсерия (3000—6400 м) объединяет терригенные толщи сакуканской и намингской свит (песчаники, конгломераты, гравелиты с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов), несогласно залегающих на чинейской серии.

В удоканских отложениях встречаются железистые и медистые песчаники. К сакуканской свите приурочено Удоканское месторождение меди.

В собственно угуйском комплексе в Угуйской, Олдонгсинской и других грабен-синклиналях (Петров, 1963, 1974б) выделяются нижнепротерозойская сеймдинская и среднепротерозойская кебектинская серии. Сеймдинская серия (чародаканская, намсалинская и ханинская свиты), мощностью 190—3100 м, в нижней и верхней частях сложена преимущественно терригенными породами (песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами), в средней части — доломитами. Кебектинская серия, несогласно перекрывающая отложения сеймдинской, представлена однообразными косослоистыми полимиктовыми песчаниками, конгломератами и, в незначительном количестве, алевролитами; в основании серии на некоторых участках отмечаются кислые эффузивы; мощность ее 500—1100 м.

Аналогами описанных отложений в центральной части Алданского щита являются терригенные толщи (до 2800 м) Атугей-Нуямского, Давангро-Хугдинского и других грабенов. Здесь выделяются хугдинская, ногняжевская, давангринская свиты, отвечающие (Нужнов, 1968) чинейской и кеменской сериям удоканского комплекса.

На востоке Алданского щита, в Улканском прогибе, выделяются отложения топориканской свиты, улканской серии (улкачанская и элге-

Таблица 12

Формации орогенного (AR_3 — PR_2) комплекса Сибирской платформы

Комплекс	Группа формаций	Структурные подразделения: ярус	подъярус	индекс на карте	Формации: Алданский щит — западная часть	Алданский щит — центральная часть	Алданский щит — восточная часть	Анабарская антеклиза
Орогенный — О	Вулканогенно-терригенная	Маймаканский PR_2	PR_2^2	O_p^4		Карбонатно-терригенная (0—850 м)	Карбонатно-терригенная (0—850 м)	Карбонатно-терригенная (450—1250 м)
			PR_2^1	O_p^4	Верхнемолассовая терригенная (200—6700 м)	Молассовая терригенная (до 150 м)	Терригенно-вулканогенная трахиандезитовая (5400 м)	
		Удоканский PR_1^3	PR_1^3	O_p^3	Молассовая карбонатно-терригенная (150—6400 м)	Молассоидная терригенная (750—950 м)	Терригенная (150 м)	Терригенная (3000—3500 м)
		Субганский PR_1^{1-2}	PR_1^2	O_p^2	Молассовая терригенная (2500—3000 м)	Молассовая терригенная (2000—3000 м)		
	Терригенно-вулканогенная		PR_1^1	O_p^2	Терригенно-вулканогенная трахиандезитовая (1500—3000 м)	Вулканогенно-карбонатно-терригенная базальтовая (1000—2000 м)	Терригенно-вулканогенная базальтовая (1100—1600 м)	
		Борсалинский AR_3			Терригенно-вулканогенная базальтовая (2000—3000 м)	Терригенно-вулканогенная базальтовая с железистыми кварцитами (2000—3000 м)	Карбонатно-вулканогенная базальтовая с железистыми кварцитами (3000 м)	

тейская свиты), уянской (биридинская и конкулинская свиты) и учурской серий (гонамская и омахтинская свиты) (Гамалея, Забродин, 1967; и др.). Топориканская свита (200 м) сложена кварцитами, кварцитовидными песчаниками и гравелитами; улкачанская свита (200—400 м) представлена туфопесчаниками, туфоконгломератами, переслаивающимися с диабазовыми порфирами, лавами и туфами основного состава; элгетейская свита (800—3000 м) объединяет кварцевые порфиры, алевропсаммитовые туфы и лавы кислого состава, реже песчаники; биридинская свита (5—200 м) включает песчаники, конгломераты, туфы; конкулинская (600—700 м) — аркозовые песчаники, гравелиты, конгломераты, трахиандезитовые базальты, аргиллиты; гонамская свита (80—300 м) сложена красноцветными песчаниками, конгломератами и гравелитами, охматинская (200—300 м) — преимущественно доломитами с прослоями песчаников и алевролитов. Почти между всеми свитами в Улканском прогибе отмечаются размывы, а также наблюдается тенденция к расширению бассейна осадконакопления во времени. Если отложения древних свит формировались в узких грабенах, то верхнегонамская и омахтинская свиты отлагались на значительных площадях, хотя их максимальные мощности приурочены к центру Улканского прогиба.

Особенностью всех среднедокембрийских отложений Алданского щита является невыдержанность состава и мощностей отдельных пачек, слоев, горизонтов, многочисленные перерывы, плохая сортировка обломочного материала в косослоистых сериях, чередование в разрезах «зрелых» и «не зрелых» осадков и т. д. В отдельных грабенах и прогибах (Удоканском, Таас-Миэлинском и др.) наблюдаются краевые фации, для которых характерно развитие грубообломочных пород, уменьшение мощности, увеличение количества плохо и совершенно неокатанных обломков пород, что свидетельствует о накоплении их вблизи источников сноса. Мощность этих толщ в различных грабенах и прогибах и их участках изменяется в значительных пределах. Так, мощность икабийской свиты кодарской серии в Удоканском прогибе изменяется от 800 м на западе до 2000 м на востоке и юге, аянской свиты — от 200 до 2000 м и т. д. (Федоровский, 1972). Аналогичные колебания мощностей отмечаются в Улканском прогибе.

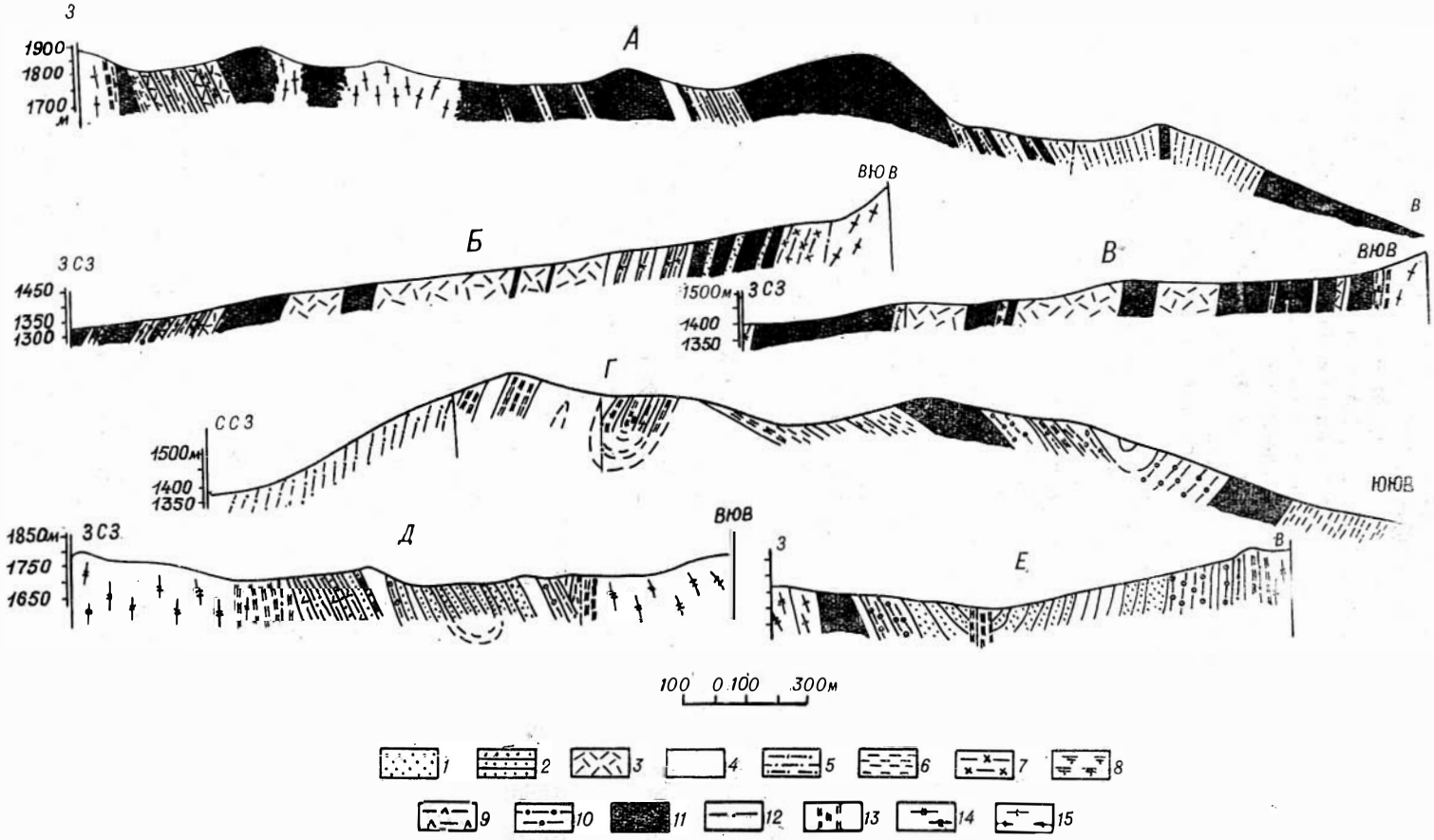
Вопрос о формационной принадлежности среднедокембрийских отложений Алданского щита решается неоднозначно. Однако большинство исследователей относит их к молассам.

Все эти образования можно объединить в группу молассовых формаций с подразделением на несколько вертикальных и горизонтальных рядов формаций (табл. 12).

Первичный состав вулканогенных и осадочных образований среднего докембрия, как правило, диагностируется уверенно в связи с невысокой степенью метаморфизма. В породах отчетливо сохраняются первичные структурно-текстурные особенности.

Структура

В среднедокембрийском этаже Алданского щита структуры первого порядка представлены системами прогибов и грабенов. Последовательность и характер смены вертикального ряда формаций, наличие многочисленных перерывов, признаков перестройки структурного плана, интрузивной и эффузивной деятельности позволяют выделить в составе этажа несколько ярусов и подъярусов, отражающих основные этапы формирования его структуры. Так, в Чульманском грабене, в среднем докембрии устанавливается пять этапов деформаций, объединяющихся в общей шкале последовательности деформаций Алданского щита в третий цикл (см. табл. 11).


З
1900
1800
1700 м
А
ВЮВ
В
Б
ЗСЗ
1450
1350
1300
1500м
ЗСЗ
1400
1350
В
ВЮВ
Г
ССЗ
1500м
1400
1350
ЮЮВ
1850м
ЗСЗ
1750
1650
Д
ВЮВ
З
В
Е
100 0 100 300м
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

В первый этап этого цикла сформировались открытые складки с субвертикальными осевыми поверхностями, имеющие субширотную ориентировку шарниров, во второй — субмеридиональную. В третий этап образовались складки северо-восточного, а в четвертый — северо-западного простираний. Цикл заканчивается образованием зон вторичного рассланцевания.

Нижний ярус среднего докембрия, по нашим данным, включает образования олондинского (тунгурчинского, субганского) комплекса, разделяющегося на два подъяруса. В нижнем подъярусе (олондинская, тунгурчинская, субганская и другие серии) широко распространены крупные моноклинали, на фоне которых наблюдаются многочисленные осложняющие складки разных порядков. Они местами несогласно перекрываются образованиями верхнего подъяруса (тасмиэлинская, тарагайская, ярогинская и другие серии), для которых главными структурами являются простые брахиформные складки (рис. 37).

Как показывает анализ тектонического строения различных грабенов, крупные складки в них ориентированы параллельно ограничивающим грабены разломам, а более мелкие имеют простирания шарниров, аналогичные описанным В. Л. Дуком.

Рассмотрим строение некоторых грабенов и прогибов.

Олондинский грабен размером (60—65) × (3—5) км располагается в бассейне р. Олондо, притока р. Хани (см. рис. 32). Грабен разделяется на севере на две ветви в виде ласточкиного хвоста. Восточная ветвь (50—60 км) скрывается под Верхне-Токкинской кайнозойской впадиной и, возможно, Угуйской грабен-синклиналью. Западная — срезается на севере Верхне-Токкинской кайнозойской впадиной.

Нижний структурный подъярус представлен ассоциацией вулканогенных пород олондинской серии с присущими ей немногочисленными осадочными отложениями. Серия слагает в грабене крупную моноклиналь, наклоненную на запад под углами 65—80°.

Осложняющие моноклиналь складки имеют различные форму и размеры. Наиболее крупные ориентированы приблизительно согласно с простиранием грабена и только в месте его разветвления «утыкаются» в блок гранитизированных архейских пород. Складки симметричные, открытые и изоклинальные, ширина их 0,5—1 км, протяженность 3—5 км, наклон крыльев 40—65°; шарниры субгоризонтальные. Более мелкие складки имеют протяженность до первых сотен метров, ширину — от метров до сантиметров.

Верхний структурный подъярус представлен отложениями тасмиэлинской серии. На севере восточной ветви Олондинского грабена в его центральной части породы тасмиэлинской серии сложены в асимметричную антиклиналь субмеридионального простирания, западное крыло которой погружается под углом 70°, а восточное — 50°. В ее ядре и на крыльях наблюдаются несколько генераций более мелких складок.

Строение такого же подъяруса хорошо иллюстрируется разрезом в Таас-Миэлинском грабене, в зоне Темулякитского глубинного разлома.

Рис. 37. Геологические профили через среднедокембрийские орогенные прогибы (по М. З. Глуховскому, 1969).

Удоканская серия (PR_1): *1* — мелкозернистые кварцитовидные песчаники; *2* — мелкозернистые метаморфизованные песчаники; *3* — метаморфизованные кислые эффузивы; *4* — кварциты; *5* — биотитовые микрогнейсы; *6* — биотитовые, кварцево-биотитовые, мусковит-биотитовые, хлорит-мусковит-биотитовые, мусковитовые, мусковит-биотитовые сланцы; *7* — хлоритовые, тальк-серпентин-хлоритовые, тальк-карбонат-хлоритовые сланцы; *8* — тремолитовые сланцы; *9* — актинолитовые породы; *10* — гранат-биотитовые, гранат-дистен-ставролит-биотитовые сланцы; *11* — ортоамфиболиты; *12* — разрывные нарушения; *13* — зоны милонитизации и катаклаза. Куандинский комплекс (PR_1): *14* — метасоматические очковые граниты; *15* — гранитогнейсы и мигматиты.

Олондинская синклиналь: *А* — среднее течение р. Олондо, правый борт долины, западное крыло синклинали; *Б, В* — верхнее течение р. Олондо, левый борт долины, восточное крыло синклинали. Итчилякская синклиналь; *Г* — верхнее течение р. Эвонокит, правый борт долины, северная часть синклинали; *Д* — междуречье Итчиляк — Эвонокит, центральная часть складки; *Е* — водораздел Итчиляк — Камканда, южная часть синклинали.

Здесь груботерригенные молассовые образования тасмиэлинской серии смяты в симметричные, участками брахиформные антиклинали и синклинали с крутыми (40—80°) крыльями, ориентированные согласно с ограничивающими грабен разломами; протяженность складок 8—10 км, ширина 0,5—1 км. Шарниры складок ундулируют, угол их наклона иногда достигает 60°.

Осложняющие структуры мелкие складки более высоких порядков образовались главным образом в связи с послойным течением вещества вблизи гранитных интрузий.

Строение верхнего структурного яруса среднедокембрийского этажа, включающего отложения угуйского (удоканского) и кебектинского (маймаканского) комплексов, наиболее изучено в Удоканском и Улканском прогибах (Салоп, 1964; Лейтес, 1965; Гамалея, Забродин, 1967; Нужнов, 1968; Богданов, Воинов, 1966; Глуховский, Миронюк, 1971; Федоровский, 1972; Петров, 1974а, б, 1976; и др.).

Удоканский прогиб размером (120—160) × (50—80) км протягивается субпараллельно Становому краевому шву. Границы прогиба с более древними образованиями проходят по зонам разломов или затушеваны полями гранито-гнейсов, в которых породы фундамента и низов удоканского комплекса смяты в одни и те же складки. Однако в целом прогиб несогласно наложен на субмеридиональные структуры раннего докембрия и низов среднего докембрия (олондинский комплекс). Сложен он образованиями удоканского (угуйского) и кебектинского подъярусов среднего докембрия, а также верхнедокембрийскими, палеозойскими и мезозойскими отложениями чехла. Строение прогиба относительно простое. Породы на его склонах полого погружаются к центру, где залегают практически горизонтально. На отдельных участках в нижнем (удоканском) подъярусе наблюдаются простые линейные и брахиформные складки; в образованиях верхнего (кебектинского) подъяруса развиты лишь простые мульды.

В северо-восточной части Удоканского прогиба Л. И. Салопом описаны Бутунская и Сакуканская синклинали, разделенные Икабийской антиклиналью; шарниры погружаются в юго-западном направлении. К северо-востоку синклинали сужаются и замыкаются, а к центру прогиба расширяются до 35—40 км. В местах сужения Икабийская антиклиналь гребневидная, синклинали — килевидные; в местах расширения своды и мульды складок пологие, а сами складки брахиформные. Наклон крыльев колеблется от 15 до 30°, редко достигает 60—70°. Эти крупные складки осложняются на некоторых участках гребневидными и килевидными складками с размахом крыльев 12—15 м и углами наклона 30—40°; шарниры их, как правило, горизонтальные, простирание северо-западное.

Помимо этого, в Удоканском прогибе распространены изометричные брахиформные антиклинали и корытообразные синклинали размером 20×10 км, простирающиеся параллельно более крупным складкам; углы наклона их крыльев 30—40°; по мнению Л. И. Салопа и А. М. Лейтеса, это складки коробления.

Строение складок значительно усложняется в зонах разломов над погребенными грабенами олондинским (субганским) комплексом (Федоровский, 1972).

Образования нижнего удоканского подъяруса несогласно перекрываются в Удоканском прогибе молассовой меденосной терригенной формацией верхнего кебектинского подъяруса. Отложения кебектинской серии слагают широкую конседиментационную синклиналь, на фоне которой в центре прогиба развиты мульдообразные изометричные, расположенные кулисообразно синклинали размером (3—5) × (2—3) км.

Еще более просто, по сравнению с Удоканским прогибом, построены Угуйская, Олдонгсинская и другие грабен-синклинали на западе Алданского щита. Их крылья наклонены под углами 2—10°, реже 15° и осложнены нечетко выраженными простыми валообразными поднятиями, а в зо-

нах разломов также мелкими простыми складками. В Олдонгсинской грабен-синклинали широко распространены оползневые складки, создающие на отдельных участках хаотический рисунок различных по размерам и простиранию мелких гребневидных складок.

Улканский прогиб расположен в восточной части щита. Среднедокембрийские образования в его пределах на значительной части скрыты под верхнедокембрийским и фанерозойским чехлом; в среднем течении р. Учур они размыты, а в приустьевой его части сохранились в виде небольших по площади выходов.

На юге, востоке и западе Улканский прогиб ограничен разломами; ширина его около 80 км, протяженность неизвестна, поскольку он перекрыт отложениями платформенного чехла. Породы в прогибе залегают практически горизонтально; вдоль южной границы наблюдается моноклиналь, погружающаяся в северном направлении вначале под углами 10—15°, а далее к северу — 5° и меньше. На фоне моноклинали — пологие изометричные, малоамплитудные складки с углами наклона крыльев 2—3°; на границе с гранитами углы падения достигают 35°.

Среднедокембрийская эпоха характеризуется образованием многочисленных разломов, подновлением более древних и интенсивными движениями блоков. В это время интенсивно развивались субмеридиональные Борсалинский, Темулякитский, Токкинский, Чарский, Сеньский и другие субширотные Саку-Тунгурчинский, Ханинский, Становой, Бурпалинский, северо-западный Улканский и многие другие разломы. Вдоль них закладывались приразломные прогибы, внедрялись интрузии, изливались лавы.

Возраст среднедокембрийских образований Алданского щита остается дискуссионным. Большинство исследователей (Салоп, 1964; Лейтес, 1965; Федоровский, 1972; и др.) стратотипом нижнепротерозойских отложений считают удоканскую серию. Многочисленные определения ее радиометрического возраста по прорывающим гранитоидам (калий-аргоновый метод) дали 2400—1600 млн. лет (Федоровский, 1972; Геохронология докембрия..., 1968; и др.). Ю. В. Богдановым с соавторами (1971) из песчаников читкандинской свиты по свинцу получены значения 1800—2100 млн. лет. Однако отложения удоканской серии очень тесно связаны с более древними образованиями Олондинского, Тунгурчинского, Таас-Миэлинского и других грабенов. Они одновременно в одних и тех же термодинамических условиях претерпели зональный метаморфизм, занимают сходное структурное положение по отношению к структурам раннедокембрийского (архейского) фундамента. Возраст их по прорывающим гранитам (калий-аргоновый метод) — 2510 млн. лет (Миронюк и др., 1971), по габброидам (свинцовый метод) — 2450 млн. лет (материалы В. В. Ляхницкого, определение Ю. А. Шуколюкова, ИГГД), по пегматитам, прорывающим отложения Субганского грабена (калий-аргоновый метод) — 1860—2034 млн. лет (Березкин, 1971), по гранитам, прорывающим отложения Тунгурчинского и Таас-Миэлинского грабенов,— 1530—1700 млн. лет (Петров, 1974в). Таким образом, эти более древние, чем удоканские, образования следует также отнести к нижнему протерозою.

В последнее время пересматривается возрастное положение кеменской подсерии (см. рис. 36), ранее относившейся Л. И. Салопом к верхам удоканской серии. Наличие перерыва и углового несогласия в основании кеменской серии, различный стиль складчатости, присутствие в ее конгломератах обломков куандинских гранитов, возраст прорывающих Чуйско-Кодарских гранитов (1900—1500 млн. лет) позволяют отнести ее к среднему протерозою (Геохронология докембрия..., 1968; Тектоника Якутии, 1975; и др.). Аналогичное положение занимает и кебектинская серия угуйского комплекса, несогласно перекрывающая образования сеймдинской серии. Однако многие исследователи вслед за Л. И. Салопом относят кеменскую серию к нижнему, а кебектинскую — к среднему протерозою.

Возраст отложений Улканского прогиба более определенный. Здесь образования маймаканского комплекса прорываются гранитами улканского интрузивного комплекса с возрастом по циркону 2000—1140 млн. лет. Возраст цирконов из кварцевых порфиров алгетейской свиты 1840 млн. лет (Тугаринов и др., 1965), по калий-аргоновому методу — 1615 млн. лет (Гамалея, 1968), глауконита из гонамской и омахтинской свит — 1570—1500 и 1397 млн. лет. Все это позволяет отнести отложения маймаканского комплекса к среднему протерозою. Однако не исключена возможность, что некоторые отложения окажутся нижнепротерозойскими.

Магматические и ультраметаморфические образования

Магматические и ультраметаморфические образования среднего докембрия, распространенные на Алданском щите исключительно широко, наиболее полно изучены на западе Алданского щита, где существует несколько схем их расчленения.

Наиболее ранние среднедокембрийские образования объединяются (Петров, 1974в, 1976 и др.) в тепраканский, джугджуро-становой и ярогинский комплексы. В состав **тепраканского комплекса** включаются эффузивы кислого, среднего и основного состава, габбро-амфиболиты и гипербазиты, входящие в состав олондинской серии. Эти породы участками интенсивно метаморфизованы, превращены в амфиболиты и различные по составу сланцы. Выходы их приурочены преимущественно к Олондинскому, Субганскому и другим раннепротерозойским грабенам.

По данным В. В. Ляхницкого, возраст амфибола из метагаббро, относящегося к тепраканскому комплексу, равен 2450 млн. лет (определение Ю. А. Шуколюкова, Институт геологии и геохронологии АН СССР).

В **джугджуро-становой комплекс** объединяются анортозиты, широко развитые на юге Алданского щита и в Становой складчатой зоне (Каларский, Джугджурский и другие массивы). Каларский массив (по данным Г. Н. Баженовой, Л. И. Салопа, Е. В. Павловского, С. П. Кориковского и др.) вытянут вдоль Станового глубинного разлома и разделен выходами гнейсов архея и гранитоидами на три части. Массив сложен лабрадоритами, андезинитами и олигоклазитами; в подчиненном количестве присутствуют габбро-анортозиты.

Вопрос о возрасте анортозитов и чарнокитов широко дискутируется в литературе (Кориковский, Баженова, 1966; Салоп, 1964; Баженова, 1960; Горелов, 1971; Павловский, 1967; Мошкин, 1961; Мошкин и др., 1972; Годзевич и др., 1971; Миронюк и др., 1971).

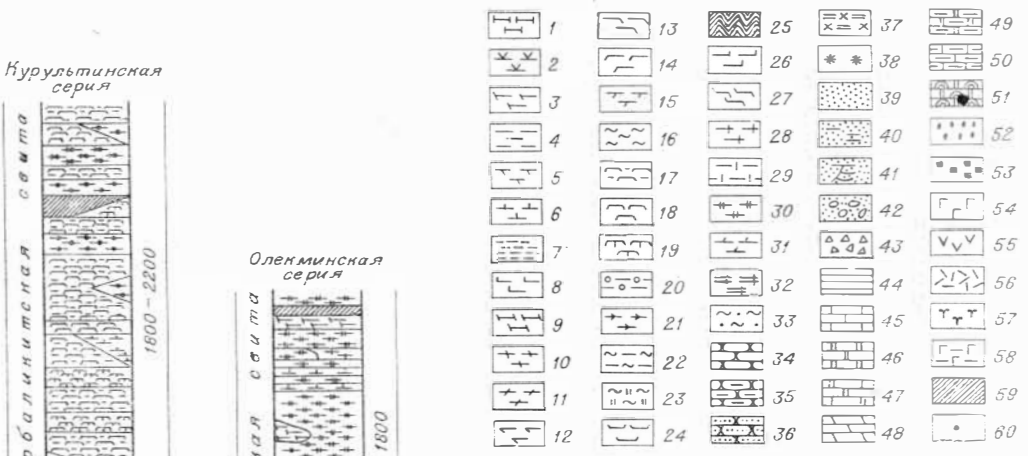
Значения радиологического возраста, полученные по сборам Г. Н. Баженовой свинцовым методом (по ортиту из олигоклазита — 1700 млн. лет, по монациту из сиенитов, рвущих анортозиты,— 1700 млн. лет, по ортиту из пегматита, рвущего анортозиты,— 1700 млн. лет, по монациту и циркону из чарнокитовых гранитов — 1800—1940 млн. лет), указывают на возникновение анортозитов и чарнокитов в конце нижнего протерозоя.

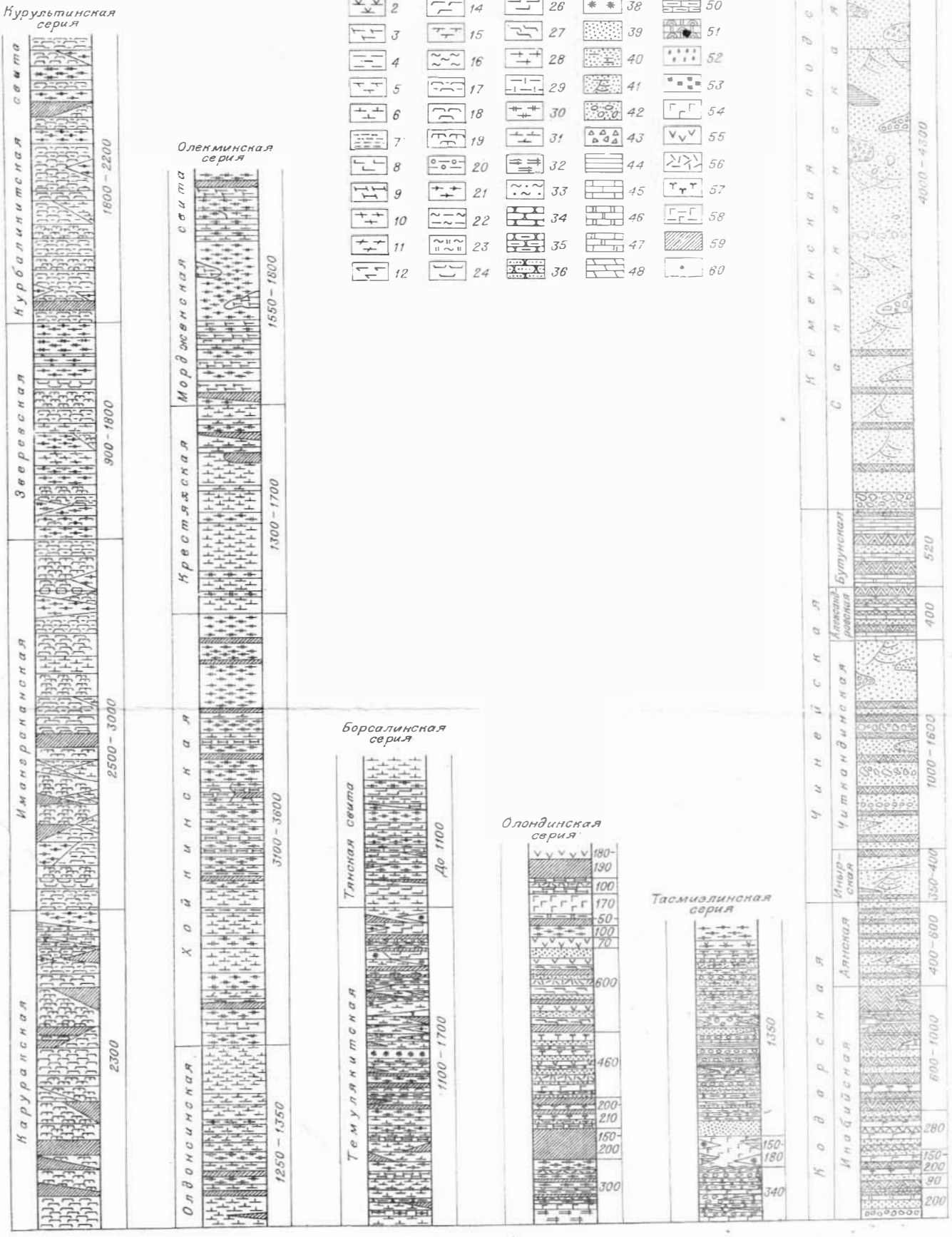
Нижняя возрастная граница может быть определена нахождением в анортозитах многочисленных ксенолитов габброидов, принадлежащих либо верхнеархейскому, амнуннактинскому, либо нижнепротерозойскому, тепраканскому, комплексам. Послеархейское образование анортозитов подтверждают и наблюдения В. Н. Мошкина и др. (1972), Б. Л. Годзевича и др. (1971) и их заключение о послестановом и послеборсалинском возрасте анортозитов.

К раннепротерозойским образованиям **ярогинского комплекса** относятся интрузии двуслюдяных и биотитовых гранитов и пегматитов. Граниты образуют или небольшие по размерам тела с четкими интрузивными контактами, приуроченные преимущественно к грабенам с отложениями

Рис. 36. Сводные стратиграфические разрезы протогеосинклинальных и орогенных образований западной части Алданского щита.

1 — амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы; *2* — ставролит-слюдяные сланцы; *3* — амфибол-плагиоклазовые сланцы; *4* — биотитовые гнейсы и сланцы; *5* — слюдяные сланцы; *6* — слюдяно-кварцевые; *7* — мусковитовые; *8* — кордиеритовые; *9* — биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы; *10* — силлиманит-двуслюдяные сланцы и гнейсы; *11* — псаммитовые двуслюдяные сланцы; *12* — карбонат-хлоритовые; *13* — карбонат-хлорит-тальк-актинолитовые; *14* — актинолитовые; *15* — силлиманит-биотит-кордиеритовые; *16* — фибролит-биотитовые сланцы; *17* — клинопироксен-биотитовые сланцы и гнейсы; *18* — клинопироксеновые сланцы и гнейсы; *19* — двупироксеновые сланцы и гнейсы; *20* — высокоглиноземистые сланцы и гнейсы; *21* — ставролит-плагиоклаз-биотитовые гнейсы; *22* — магнетит-амфибол-биотит-кварцевые сланцы; *23* — магнетит-силлиманит-кварцевые сланцы; *24* — гиперстеновые сланцы и гнейсы; *25* — филлиты; *26* — эпидот-биотитовые гнейсы; *27* — кордиерит-биотитовые гнейсы; *28* — гранито-гнейсы; *29* — двуслюдяные гнейсы; *30* — биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы; *31* — амфибол-биотитовые гнейсы; *32* — мигматиты; *33* — гранулиты; *34* — кварциты; *35* — кварцито-гнейсы и сланцы; *36* — кварцито-песчаники; *37* — двуслюдяные кварциты; *38* — железистые кварциты и железистые песчаники; *39* — песчаники; *40* — метапесчаники; *41* — косая слоистость; *42* — конгломераты; *43* — брекчии; *44* — метаалевролиты; *45* — известняки; *46* — доломиты; *47* — известковистые доломиты; *48* — мергели; *49* — мраморы; *50* — кальцифиры; *51* — водорослевые доломиты; *52* — кремень; *53* — пирит. Вулканогенные породы: *54* — основного; *55* — среднего; *56* — кислого; *57* — смешанного состава; *58* — рассланцованные породы основного состава; *59* — амфиболиты; *60* — гранат.





олондинской, тасмиэлинской, борсалинской серий, ярогинской толщи, или расплывчатые гранито-гнейсовые поля, гранитизирующие базальные горизонты протерозойских образований в грабенах. Замечено, что гранито-гнейсы возникают по архейским гранитоидам. Возраст ярогинского комплекса определяется активным воздействием их на отложения тасмиэлинской серии и ярогинской толщи, деформацией пегматитовых прожилков совместно с вмещающими породами, перекрыванием их горизонтально лежащими отложениями чародаканской свиты угуйского комплекса нижнего протерозоя, в конгломератах которой встречаются гальки турмалинсодержащих двуслюдяных гранитов. Возраст мусковита из пегматитов, секущих отложения Ярогинского, Субганского и Чульманского грабенов, выполненных калий-аргоновым методом в лаборатории Института геологии ЯФ СО АН СССР, колеблется от 1860 до 2034 млн. лет (Березкин, 1971). Таким образом, комплекс имеет раннепротерозойский (доудоканский) возраст.

К нижне-среднепротерозойским относятся гранитоиды куандинского, основные породы чинейского и граниты чуйско-кодарского комплексов. Немного более ранними являются базальты и андезиты, превращенные местами в сланцы, образующие несколько небольших по мощности пластообразных прослоев в икабийской свите удоканской серии.

Гранитоиды **куандинского комплекса** широко распространены по периферии Удоканского прогиба и некоторых раннепротерозойских грабенах (Салоп, 1967; Федоровский, 1972; Глуховский, 1969; Кориковский, 1967; Миронюк и др., 1971; и др.). Ими вторично переработаны архейские поля гранитоидов, прилегающие к Удоканскому прогибу, образованы новые массивы гранито-гнейсов и мигматитов; подвергались тепловому воздействию нижние горизонты удоканского комплекса.

Среди нижнепротерозойских гранитоидов куанского комплекса выделяются гранито-гнейсы и гнейсовые граниты ранней группы и очковые гнейсовидные массивные граниты и граносиениты поздней группы (Глуховский, 1969).

Проведенные в лабораториях ВАГТа и ИГЕМа многочисленные определения изотопного возраста дали следующие результаты по гранитоидам куандинского комплекса (Федоровский, 1972): биотит (калий-аргоновый метод, 5 анализов) — 1683—1945 млн. лет; мусковит из пегматитов (калий-аргоновый метод) — 2370 и 2420 млн. лет; циркон (урано-ториевый метод) — 1820 и 2330 млн. лет. Очковые гнейсовидные граниты и массивные граниты имеют возраст 1950 млн. лет (ортит, урано-ториево-свинцовый метод), 1950 и 2130 млн. лет (монацит, урано-ториево-свинцовый метод), 1770 млн. лет (валовая проба, калий-аргоновый метод).

Чинейский среднепротерозойский комплекс объединяет породы Чинейского массива и более мелкие тела основного состава, располагающиеся в пределах Удоканского прогиба, Угуйской и Олондинской грабен-синклиналей.

В **чуйско-кодарский комплекс** Л. И. Салопом (1967) объединены магматические интрузивные биотит-амфиболовые и биотитовые крупнозернистые граниты (первая фаза) и аляскитоидные граниты или гранит-порфиры (вторая фаза) Каларского, Кодарского, Кеменского, Сакуканского и других массивов. Выходы их известны как в центральных частях Удоканского прогиба, так и за его пределами, преимущественно в зонах разломов, ограничивающих прогиб. Для массивов характерно наличие в их кровле крупных ксенолитов вмещающих пород, в большинстве случаев песчаников сакуканской свиты, что указывает на сравнительно небольшую величину эрозионного среза. По мнению В. С. Федоровского (1972) и М. З. Глуховского (1969), эти массивы в пределах Удоканского прогиба являются частью гигантского лополита.

Все массивы чуйско-кодарского комплекса секут складчатую структуру вмещающих пород и внедрились после завершения среднепротерозой-

ского этапа складчатости, в том числе и после образования разломов, ограничивающих Удоканский прогиб. Анализы изотопного возраста калий-аргоновым методом, проведенные в лаборатории ВАГТа, дали цифры 1436—1950 млн. лет (Федоровский, 1972).

Среднедокембрийские вулканогенные и магматические образования широко развиты и в Удоканском прогибе — на востоке Алданского щита. Здесь наряду с охарактеризованными при описании разреза кислыми и основными эффузивами выделяются магматические породы, образующие Улканский, Южно-Учурский и другие крупные массивы (Зленко, Шпак, 1961; Гамалея, 1968; Тугаринов и др., 1965).

Раньше образовались рибекитовые граниты, граносиениты, граносиенит-порфиры, объединенные в **улканский субвулканический комплекс,** позднее — миндалекаменные диабазовые порфириты, диабазы и плагиоклазовые порфириты. Завершаются среднедокембрийские магматические образования лейкократовыми габбро-диабазами и плагиоклазитами (Зленко, Шпак, 1961).

Ю. Н. Гамалея (1968) улканский субвулканический комплекс делит на улканский и южно-учурский комплексы. Улканский комплекс сложен сиенитами (I фаза), биотитовыми гранитами (II фаза) и щелочными гранитами (III фаза).

По многочисленным изотопным анализам цирконов, биотитов, рибекита и мусковита, а также валовым определениям калий-аргоновым и свинцовым методами время становления Улканского плутона — 1600—1770 млн. лет. Аналогичный возраст, вероятно, имеет Угоянский массив, располагающийся севернее Улканского массива в бассейне р. Томпокан.

Южно-Учурский массив, расположенный в зоне Станового краевого шва в верховьях р. Учур, сложен гранофировыми и рапакививидными гранитами и габброидами, прорывающими отложения топориканской, улкачанской и части элгетейской свит. Габброиды, в свою очередь, прорываются гранофировыми гранитами.

Возраст цирконов из гранофиров Южно-Учурского массива — 1930 млн. лет, а гранитов улканского интрузивного комплекса в целом — 2000 ± 100 млн. лет (Тугаринов и др., 1965). Таким образом, не исключена возможность, что часть относимых к среднему протерозою вулканогенно-терригенных образований Улканского прогиба (элгетейская и более древние свиты) являются нижнепротерозойскими.

К югу от Улканского прогиба в зоне Станового краевого шва среди образований, метаморфизованных в гранулитовой фации, располагается гранитоидный Джугджурский анортозитовый массив, имеющий сложное строение. На основе данных Л. П. Корсакова в него объединены разновозрастные — ранне- и среднедокембрийские — анортозиты. Их изотопный возраст определен А. И. Тугариновым с соавторами (Тугаринов и др., 1965) в 2250 ± 150 млн. лет.

* * *

Строение среднедокембрийского структурного этажа очень специфично по сравнению с геосинклинальными и платформенными образованиями. Широкое развитие вулканогенных пород, большие их мощности, наличие изоклинальных линейных складок, огромное количество неоднократно формировавшихся магматических пород и другие признаки позволяют некоторым исследователям относить эти образования к геосинклинальным (Салоп, 1964; Федоровский, Лейтес, 1968; и др.).

Другие исследователи (Павловский, Марков, 1963; Лейтес, 1965; Глуховский, 1969; Лейтес и др., 1970) связывают образование этого этажа с протоплатформенной стадией развития. Угуйский (удоканский) комплекс относится ими к протоплатформенному чехлу, а подстилающие его отложения олондинского (субганского) комплекса — к геосинклинальным

троговым образованиям (Федоровский, Лейтес, 1968) или к палеоавлакогенам (Лейтес и др., 1970).

В последние годы установлено, что на протяжении длительной истории развития земной коры неоднократно возникали своеобразные тектонические условия, отличающиеся от геосинклинальных и платформенных. Они получили в литературе различные названия: «области эпиплатформенного орогенеза» (А. Л. Яншин и В. Е. Хаин), «зоны активизации и ревивации» (М. С. Нагибина), «зоны автономной активизации» (А. Д. Щеглов), «зоны аркогенеза» (Е. В. Павловский), «тафрогены» (Л. И. Салоп), «дейтероорогены» (К. В. Боголепов), «вторичные орогены» (К. Б. Мокшанцев) и др. Многие исследователи высказывали предположение, что эти структуры типичны только для фанерозоя или даже мезозоя.

Однако было выяснено, что подобного рода структуры, относимые нами к самостоятельному орогенному классу, были широко распространены на территории древних Сибирской, Европейской, Северо-Американской и других платформ начиная с архея и особенно в среднем докембрии (Мокшанцев, 1970, 1976 и др.; Тектоника Якутии, 1975; Петров, 1973, 1974в, 1976 и др.). Наиболее яркие их черты: молассоидный характер осадочно-вулканогенных формаций, наличие внутри и на их границах многочисленных перерывов, линзообразная форма тел, широкое распространение линз и прослоев конгломератов, накопление осадков в изолированных узлах и протяженных прогибах и грабенах, разделявшихся сводово-глыбовыми поднятиями, что подтверждается не только особенностями распространения верхнеархейских и среднедокембрийских образований в современном эрозионном срезе, но и наличием в некоторых грабенах и прогибах краевых фаций, характеризующихся погрубением терригенного материала, его меньшей окатанностью, уменьшением мощности (Удоканский прогиб) или наличием значительных горизонтов конгломератов (Угуйская грабен-синклиналь, Таас-Миэлинский, Каларский грабены, Улканский прогиб).

Подтверждением существования на Алданском щите в конце раннего и в среднем докембрии сводово-глыбовых поднятий может служить широкое развитие гранитоидного магматизма (Кузнецов, 1970; Кузнецов, Яншин, 1967, 1969).

Перечисленные особенности состава осадочных и магматических формаций и структуры характеризуют горную, дейтероорогенную область, существовавшую здесь более 1400 млн. лет.

Глава II

АНАБАРСКИЙ МАССИВ

Анабарский массив представляет собой центральную, наиболее приподнятую часть Анабарской антеклизы. Анабарский массив имеет очертания равностороннего треугольника площадью 75 000 кв. км (рис. 38). В его пределах обнажаются нижнедокембрийские (архейские) отложения, стратиграфическое расчленение которых было впервые предложено М. И. Рабкиным (1959). Впоследствии эта схема была уточнена Б. Г. Лут, цем и другими исследователями (Лутц, 1964; Тектоника Якутии-1975; и др.). В составе нижнего докембрия Анабара, согласно пред-

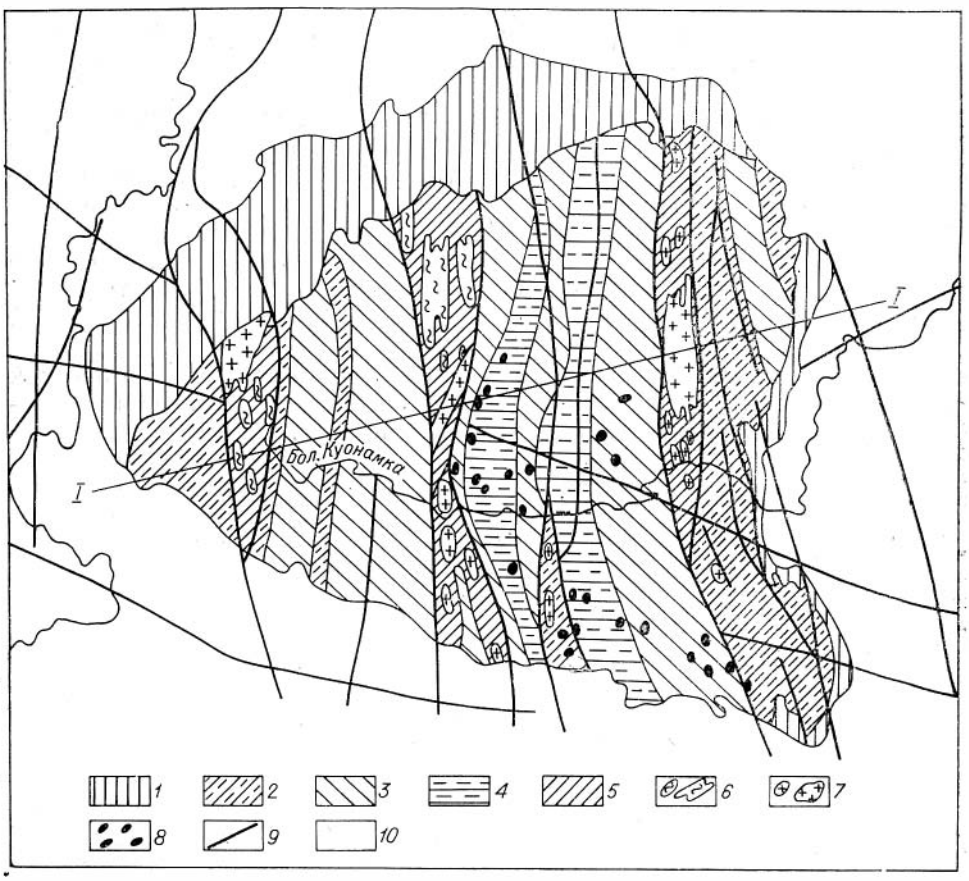


Рис. 38. Тектоническая схема Анабарского массива.

1 — верхнедокембрийские дейтероорогенные образования; *2—4* — нижнедокембрийские прототеосинклинальные образования: *2* — карбонатно-терригенная формация (хапчанская серия), *3* — терригенная формация (анабаро-ломуйская серия), *4* — вулканогенная формация (далдынская серия); *5* — зоны милонитизации и катаклаза; *6* — анортозиты; *7* — граниты; *8* — метагипербазиты; *9* — главнейшие разломы; *10* — платформенный чехол.

ставлениям М. И. Рабкина, Б. Г. Лутца и других, выделяются несколько серий.

Далдынская серия сложена главным образом основными кристаллическими сланцами, двупироксеновыми и биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами. Очень редко отмечаются гранатсодержащие гнейсы. По данным Б. Г. Лутца (1964), основные кристаллические сланцы и связанные с ними двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые плагиогнейсы являются ортопородами, а биотит-гиперстеновые гнейсы — парапородами. Образования этой серии объединяются Б. Г. Лутцем в вулканогенную формацию.

Анабаро-ломуйская серия залегает стратиграфически выше далдынской. В ее составе преобладают гиперстеновые, двупироксеновые, амфиболовые и биотитовые гнейсы. В подчиненных количествах присутствуют биотит-гранатовые, силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы, линзы кварцитов и основных сланцев. В большинстве случаев это первичноосадочные породы, признаки которых отчетливо сохранились в текстурных особенностях — слоистость, нередко косая, и т. п. О том же свидетельствуют и химические составы пород. На этом основании Б. Г. Лутц (1964) выделяет их в терригенную песчано-глинистую формацию.

Хапчанская серия венчает разрез нижнедокембрийских образований Анабарского массива. В ее составе преобладают глиноземистые породы и карбонаты: биотит-гранатовые, гранат-гиперстеновые, двупироксеновые, графит-биотитовые и биотит-гиперстеновые гнейсы с подчиненным количеством мраморов, кальцифиров, амфиболитов и диопсид-скаполитовых пород. Большинство этих разновидностей, по наблюдениям Б. Г. Лутца (1964), являются парапородами и объединяются в карбонатно-флишоидную формацию.

Тектонические структуры Анабарского щита были сформированы в результате неоднократных складчатостей. Здесь, так же как и на Алданском щите, широко распространены изоклинальные складки нескольких порядков и генераций, однако общий структурный план создают крупные линейные, участками брахиформные складки северо-северо-западного простирания и мощные зоны бластомилонитов и катаклазитов аналогичного направления. Специальные структурные исследования, проведенные в очень ограниченных размерах, позволяют предполагать, что последовательность формирования складок здесь сходна с таковой на Алданском щите.

На фоне общего сводового строения щита выделяются протяженные антиклинории (Сирилесский, Далдынский, Будюрханский и др.) и синклинории (Монхоольский, Харапский и др.) шириной до 10—20 км. Более мелкие, главным образом изоклинальные, складки, осложняющие эти крупные структуры, сформировались, вероятно, раньше главных, однако последовательность их образования не изучена (рис. 39).

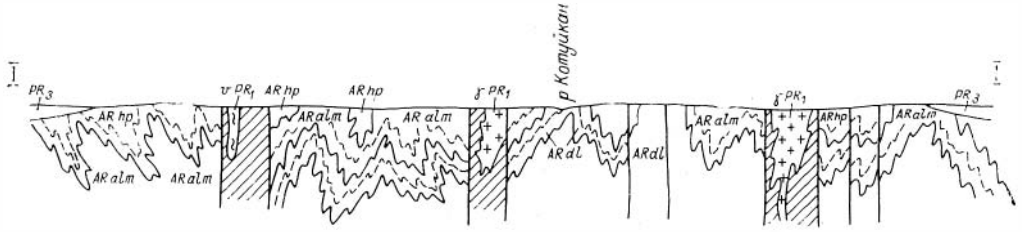


Рис. 39. Геологический профиль Анабарского массива по линии I—I.
PR^3 — верхнедокембрийские отложения; AR_{hp} — хапчанская серия; AR_{alm} — анабаро-ломуйская серия; AR^{dl} — далдынская серия; νPR_1 — анортозиты; γPR_1 — граниты. Заштрихованы зоны милонитизации и катаклаза.

В последующие этапы, после консолидации щита, здесь образовались мощные дизъюнктивные нарушения — Маганская, Котуйкан-Монхоольская и другие зоны, в которых проявились орогенные позднеархейский и, возможно, среднедокембрийский этапы складчатости, ультраметаморфизм и реоморфизм, сопровождающиеся внедрением тел анортозитов и гранитов. Ширина зон дробления достигает нескольких километров. В зонах развиты интенсивно перемятые, милонитизированные и катаклазированные биотитовые, амфиболовые и биотит-амфиболовые породы, интенсивно гранитизированные и диафторированные. В них обнаруживаются реликтовые минералы гранулитовой фации метаморфизма. Таким образом, образование зон разломов, складчатость и внедрение интрузий произошли в орогенный этап развития, завершившийся, судя по определениям абсолютного возраста, 1700—1900 млн. лет назад. Возраст пород анабарского комплекса более 3500 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968).

Глава III

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ПОД ЧЕХЛОМ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Фундамент значительной части территории платформы перекрыт мощным чехлом карбонатно-терригенных и вулканогенных образований и практически недоступен для изучения обычными геологическими методами. В этих условиях в познании тектоники фундамента ведущее место занимают данные геофизических исследований и глубокого бурения.

Современные представления о строении складчатого основания Сибирской платформы формировались в непосредственной связи с успехами в изучении докембрийских образований обнаженных участков фундамента и складчатых комплексов обрамления платформы, имевшими место в последние 10—15 лет, и с широким развитием региональных геофизических исследований и, прежде всего, аэромагнитной и гравиметрической съемок.

Однако в связи с неоднозначной интерпретацией геофизических данных и существующей дискуссией о структурных и возрастных соотношениях между структурными отдельными комплексами внутри Алданского щита, Анабарского массива, Шарыжалгайского и других выступов метаморфического фундамента платформы в настоящее время существует ряд тектонических схем, существенно отличающихся друг от друга. В их числе следует упомянуть схемы Л. В. Булиной и Т. Н. Спижарского (1965, 1970) (рис. 40), К. А. Савинского (1972) (рис. 41), Л. Я. Проводникова (1975), охватывающие всю территорию платформы, а также ряд схем (Фотиади, 1967; Одинцов и др., 1962; Одинцов, Витте, 1971; Замараев, 1962, 1965; и др.) по отдельным областям платформы — Тунгусской синеклизе, Иркутскому амфитеатру, Вилюйской синеклизе, в пределах которых геологическое строение кристаллического фундамента наиболее спорно.

В дальнейшем изложении дается краткая характеристика строения фундамента платформы по схеме, разработанной в последние годы коллективом сотрудников СНИИГГиМСа (рис. 42), и отдельно приводится описание фундамента восточной части платформы в соответствии со схемой, составленной коллективом Геологического института Якутского филиала СО АН СССР под руководством К. Б. Мокшанцева (см. рис. 32).

По результатам комплексной интерпретации геологических и геофизических данных (Гришин, 1973; Гришин и др., 1968, 1973) современная структура фундамента Сибирской платформы представляется сложным сочетанием различных размеров и конфигурации блоков земной коры, являющихся участками некогда обширных складчатых областей раннего и среднего докембрия (см. рис. 42). В ней выделяются: Иенгрский переработанный катархейский массив, Анабарская и Алданская (Тимптоно-Учурская) раннеархейские, Батомгская и Ангаро-Тунгусская позднеархейские, Олёкминская и Оленёкская раннепротерозойские, Ангаро-Ленская и Котуйская ранне-среднепротерозойские складчатые системы (Гришин и др., 1970; Фотиади и др., 1974).

Иенгрский переработанный катархейский массив занимает центральное положение платформы и простирается в северо-северо-западном направлении от района Алдан-Тимптонского междуречья до верховьев рек Тюнг и Линдэ. Границами его служат Амгино-Тюнгская и Тыркандино-Линденская зоны глубинных разломов длительного развития.

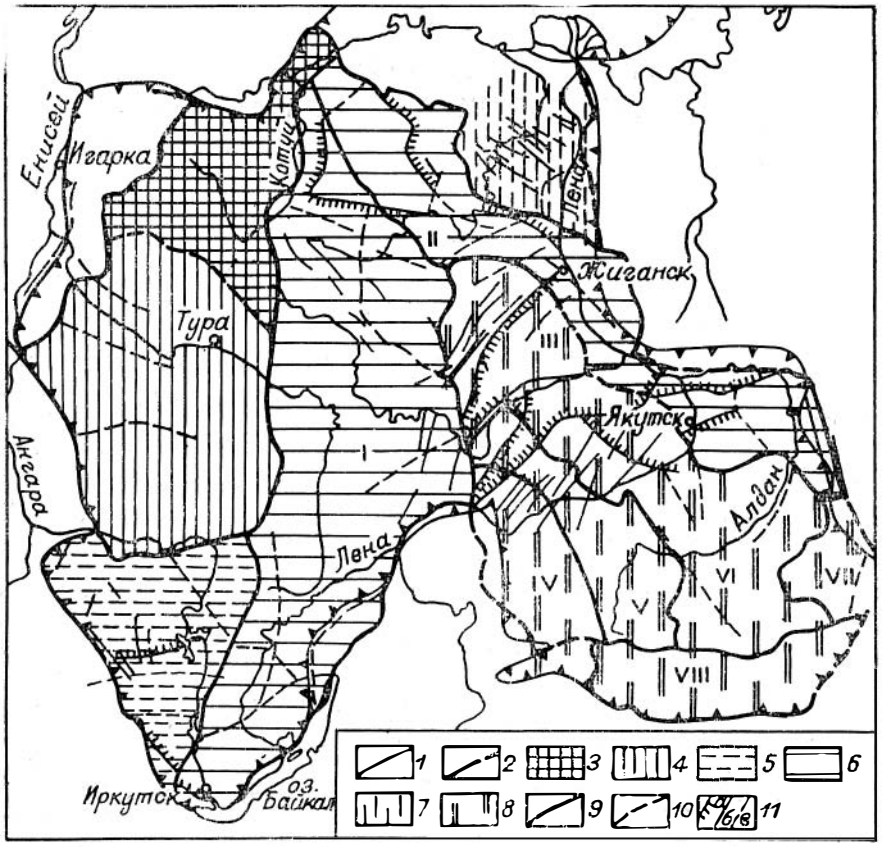


Рис. 40. Строение фундамента Сибирской платформы (по Л. В. Булиной и Т. Н. Спижарскому, 1970 г.).

1 — границы Сибирской платформы; *2* — границы мегаблоков фундамента; *3—8* — мегаблоки (*3* — Путоранский, *4* — Тунгусский, *5* — Тасеевский, *6* — Анабарский, *7* — Оленекский, *8* — Алданский); *9* — границы палеоблоков (I — Центрально-Анабарский, II — Северо-Анабарский, III — Тюнгский, IV — Олекминский, V — Иенгрский, VI — Тимптонский, VII — Учурский, VIII — Становой); *10* — разломы, возникшие до заложения платформы; *11* — разломы, возникшие в платформенный период (*а* — разломы, по которым произошло смещение пород фундамента (штрихи направлены в сторону погружения), *б* — дайки изверженных пород, *в* — прочие разломы).

Складчатые комплексы массива выведены на дневную поверхность в пределах Алданского щита и представлены породами иенгрской серии.

В магнитном поле породы серии отображаются системой сильно варьирующих по интенсивности знакопеременных аномалий. Напряженность поля местами достигает нескольких тысяч гамм. В районах развития линейной складчатости наблюдается чередование протяженных магнитных максимумов. Над куполовидными антиклинориями структура поля становится более сложной.

Судя по карте магнитного поля, широкая полоса развития пород рассматриваемого комплекса от окраины щита протягивается далеко на север в район водораздела верховьев рек Тюнг и Линдэ. Этому не противоречат также и данные бурения Русско-Реченской, Наманинской и Мархинской скважин. Фундамент здесь представлен образованиями, похожими на породы иенгрской серии.

Структурный план массива во внутренних районах платформы практически не изменяется. Массив разбит многочисленными разломами, ориентированными преимущественно в северо-западном и в северо-восточном направлении.

Весьма сложную структуру имеет Иенгрский комплекс в осевой зоне Вилюйской синеклизы. Совместный анализ карт магнитного и гравита-

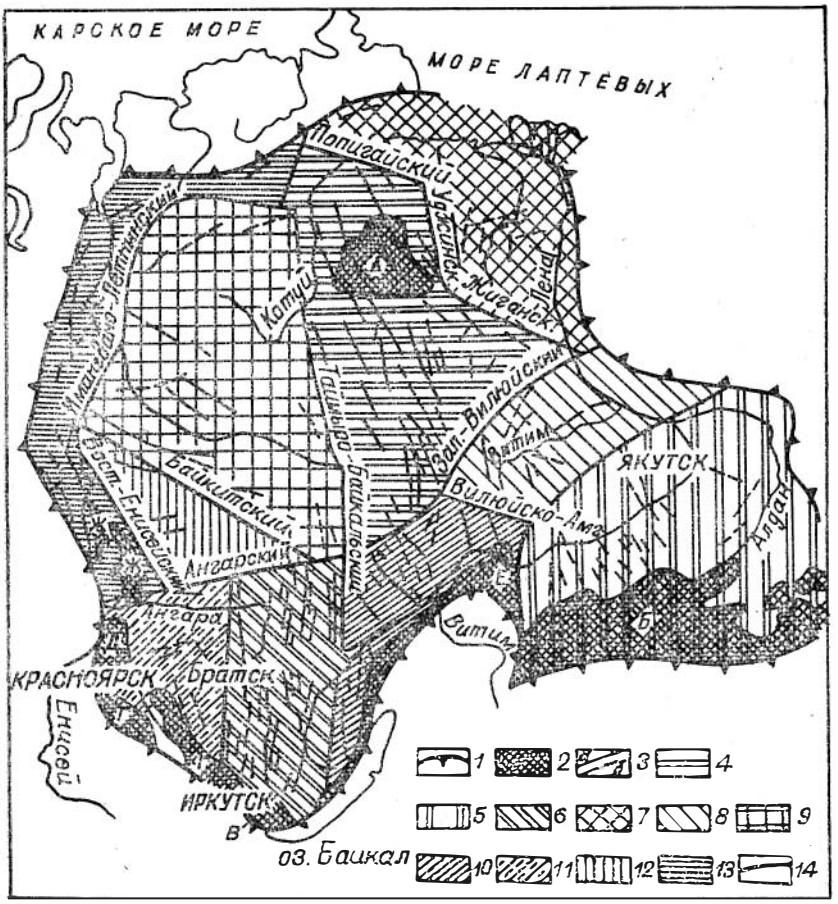


Рис. 41. Схема размещения основных мегаблоков фундамента Сибирской платформы (по К. А. Савинскому, Т. В. Мордовской, 1969 г.).

1 — краевой шов платформы; *2* — выходы на поверхность кристаллических пород архея и протерозоя на щитах и в краевых выступах фундамента (*А* — Анабарском, *Б* — Алданском, *В* — Шарыжалгайском, *Г* — Бирюсинском, *Д* — Канском, *Е* — Байкало-Патомском, *Ж* — Енисейском); *3* — оси простирания аномалий (*а* — магнитных, *б* — гравитационных); *4* — *13* — основные мегаблоки фундамента платформы (*4* — Анабарский, *5* — Алданский, *6* — Ангарский, *7* — Оленекский, *8* — Вилюйский, *9* — Тунгусский, *10* — Прибайкальский, *11* — Присаянский, *12* — Иркинеевский, *13* — Приенисейский); *14* — разломы, разграничивающие мегаблоки.

ционного полей со структурными картами различных горизонтов разреза, составленных по данным бурения, сейсморазведки и электроразведки, позволяет сделать вывод о том, что фундамент Вилюйской синеклизы разбит разломами на ряд блоков, ориентированных в северо-восточном направлении. В то же время складчатые элементы блоков дискордантны к простиранию длинной оси последних и образуют единый структурный план с соседними участками фундамента, архейский возраст которых не вызывает особых возражений. Одиночные линейные аномалии северо-восточного и субширотного простирания не составляют в плане единой системы и являются отражением крупных разломов, вдоль которых развиты зоны катаклаза и милонитизации.

Алданская (Тимптоно-Учурская) складчатая система раннего архея (древнее 3300±200 млн. лет) охватывает обширную территорию юго-восточных районов Сибирской платформы. Слагающие ее метаморфические образования выведены на дневную поверхность в пределах Тимптоно-Учурского междуречья и представлены породами тимптонской и джелтулинской серий, метаморфизованными в гранулитовой фации. Процессы гранитизации и мигматизации здесь проявились в меньшей мере, чем это имеет

место в пределах Иенгрского массива. Породы дислоцированы в сложную систему линейных и дугообразных антиклинориев и синклинориев. Простирания складчатых элементов в западных районах повторяют ориентировку восточного борта Иенгрского массива. Восточнее система кулисообразно расположенных антиклинориев и синклинориев образует широкую дугу, обращенную выпуклостью к югу.

Тесная структурная сопряженность в региональном плане метаморфических комплексов тимптонской и джелтулинской серий, резкое отличие по составу и намагниченности слагающих их пород, а также хорошая морфологическая выраженность структурных форм предопределили отчетливое отображение последних в магнитном поле. Антиклинориям, ядра которых слагают высокомагнитные породы тимптонской серии, отвечают в плане магнитные максимумы, а разделяющим их синклинориям — минимумы.

Анализ физических полей показывает, что метаморфические комплексы Тимптоно-Учурского междуречья широкой полосой общего субмеридионального простирания протягиваются во внутренние районы платформы. Свидетельством этому служат также данные бурения Амгинской, Синской, Якутской скважин. По мере движения в северном направлении структурные формы приобретают ориентировку, согласную с общим простиранием Алданской складчатой системы. В районе нижнего течения р. Вилюй описываемые складчатые комплексы смыкаются со структурами Жиганской ветви анабарид.

Анабарская складчатая система раннего архея (древнее 3300±200 млн. лет) широким поясом общего субмеридионального простирания протягивается от района нижнего течения р. Хатанги до Байкало-Патомского нагорья и южной окраины оз. Байкал. Западной границей системы служит Прибайкало-Котуйский глубинный разлом, отделяющий ее от Ангаро-Тунгусской складчатой системы. На востоке складчатые комплексы под острым углом срезаются Уджинским глубинным разломом. Юго-восточная граница определяется разломами, оконтуривающими Иенгрский срединный массив.

Метаморфические комплексы складчатой системы обнажены на Анабарском кристаллическом массиве и представлены породами далдынской, верхнеанабарской и хапчанской серий. Они подверглись региональному метаморфизму в гранулитовой фации. В последующем широко проявились мигматизация и гранитизация и повторный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации.

Метаморфические комплексы смяты в сложную систему антиклинориев и синклинориев северо-северо-западного простирания, осложненных кулисообразно расположенными структурами второго порядка и более мелкими изоклинальными и брахиформными складками. Широко проявились дизъюнктивные нарушения. По наиболее крупным из них развиты зоны милонитизации и катаклаза.

Магнитное поле Анабарского массива характеризуется резко выраженной линейной зональностью в расположении региональных максимумов и минимумов, простирающихся в северо-северо-западном направлении на несколько десятков и сотен километров. Структура поля в центральных районах массива, как правило, очень сложная, а в северо-восточных фиксируются широкие зоны спокойного отрицательного магнитного поля.

Антиклинориям, ядра которых сложены породами далдынской и верхнеанабарской серий, соответствуют в плане зоны интенсивных положительных аномалий, а синклинориям — зоны пониженных значений магнитного поля.

Из анализа физических полей следует, что анабарский комплекс широко распространен и за пределами Анабарского массива. Некоторыми исследователями аналогичный вывод сделан также в результате изучения состава и возраста пород ксенолитов кимберлитовых трубок (Лутц, 1975).

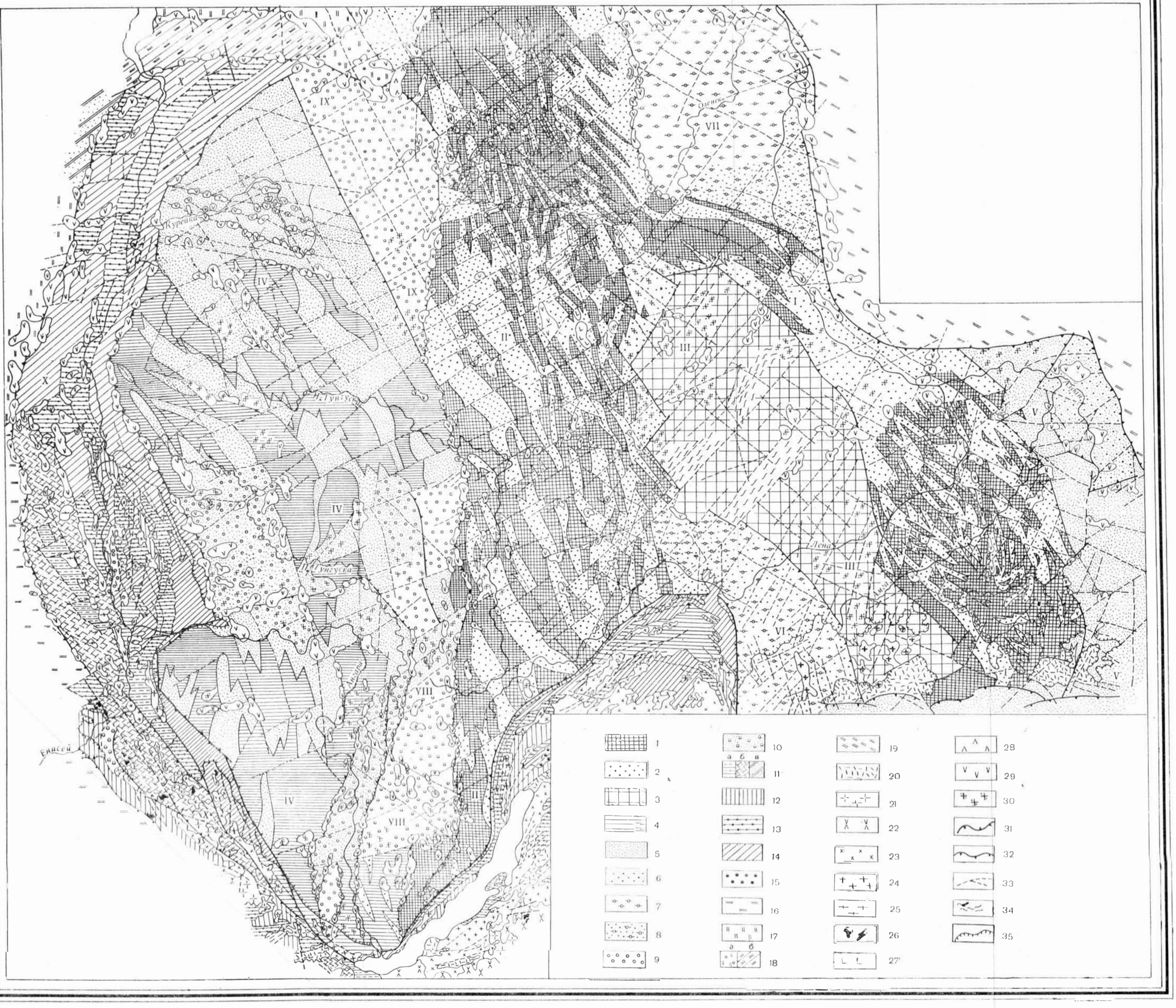


Рис. 42. Схема тектонического районирования фундамента Сибирской платформы. Составил М. П. Гришин (1976 г.).

Раннедокембрийские складчатые системы. Раннеархейские (древнее 3300±200 млн. лет): I — Алданская, II — Анабарская (*1* — антиклинории, мегантиклинории, антиклинальные зоны; *2* — синклинории, мегасинклинории, синклинорные зоны), III — Енгерская (*3* — переработанный катархейский срединный массив). **Позднеархейские** (древнее 2600±100 млн. лет): IV — Ангаро-Тунгусская, V — Батомгская (*4* — антиклинории, мегантиклинории, антиклинорные зоны; *5* — синклинории, мегасинклинории, синклинорные зоны; *6* — переработанные срединные массивы). **Среднедокембрийские складчатые системы. Раннепротерозойские** (древнее 2000±130 млн. лет): VI — Олекминская, VII — Оленекская (*7* — нерасчлененные; *8* — переработанные древние массивы). **Среднепротерозойские** (древнее 1700±100 млн. лет): VIII — Ангаро-Ленская, IX — Котуйская (*9* — нерасчлененные, *10* — переработанные древние массивы) **Позднедокембрийские складчатые системы** (байкалиды, древнее 670±50 млн. лет): X — Саяно-Енисейская (*11* — выступы раннеархейских (*а*), позднеархейско-раннепротерозойских (*б*) комплексов, древние массивы, переработанные байкалидами (*в*); *12* — нижний структурный комплекс; *13* — средний структурный комплекс; *14* — верхний структурный комплекс; *15* — вторичные наложенные синклинали). **Палеозойские складчатые системы:** *16* — каледониды нерасчлененные; *17* — варисциды нерасчлененные; *18* — переработанные варисцидами древние массивы среднепротерозойские (*а*), позднепротерозойские (*б*). **Мезозойские складчатые системы:** *19* — нерасчлененные; *20* — наложенные мезозойские и кайнозойские впадины и прогибы в пределах выступов фундамента и складчатого обрамления платформы. **Интрузивные комплексы. Гранитоиды:** *21* — силурийско-нижнедевонские; *22* — нижнепалеозойские; *23* — вендские; *24* — рифейские; *25* — протерозойские; *26* — архейские; *27* — недифференцированные по возрасту. **Основные и ультраосновные:** *28* — гипербазиты; *29* — анортозиты; *30* — щелочно-ультраосновного состава (типа Гулынской); **Разрывные нарушения:** *31* — краевые швы; *32* — глубинные разломы; *33* — основные структурные разломы. **Прочие обозначения:** *34* — зоны милонитизации, катаклаза и диафтореза пород фундамента Вилюйской синеклизы; *35* — контуры выходов на поверхность пород фундамента и складчатого обрамления платформы.

Судя по магнитному полю, в южном направлении складчатые комплексы образуют две широкие виргирующие ветви, которые плавно огибают с северо-запада и с северо-востока Иенгрский массив и протягиваются во внутренние районы платформы. Западная ветвь в общем субмеридиональном направлении протягивается до Байкало-Патомского нагорья и южной складчатости оз. Байкал. Здесь она со значительным угловым несогласием по разломам срезается структурными комплексами байкалид. Восточная (Жиганская) ветвь простирается в юго-восточном направлении до района нижнего течения р. Вилюй и смыкается со складчатыми комплексами Алданской системы.

Ангаро-Тунгусская складчатая система позднего архея (древнее 2600±100 млн. лет) охватывает западную половину платформы. На западе ее структуры срезаются протерозойскими складчатыми комплексами Восточного Саяна, Енисейского кряжа, Иенгрского и Туруханского районов. Линия смыкания разновозрастных тектонических элементов представлена Восточно-Саянской и Иркинеево-Ламинской зонами глубинных разломов, строение которых хорошо проявляется в физических полях. Восточной границей служит Прибайкало-Котуйский глубинный разлом.

Метаморфические комплексы Ангаро-Тунгусской складчатой системы обнажены в пределах Шарыжалгайского выступа и представлены породами шарыжалгайской серии раннего архея. Их возрастные аналоги (канский метаморфический комплекс и т. п.) закартированы также в эродированных выступах основания докембрийских складчатых областей обрамлений Сибирской платформы. К позднеархейским комплексам условно отнесены породы слюдянской серии и их литолого-петрографические аналоги. К ним, по-видимому, относятся толщи, первоначально метаморфизованные в амфиболитовой фации умеренных давлений, с метаморфизмом и складчатостью которых связана структурная перестройка и диафторез раннеархейских образований (Фотиади и др., 1974).

Шарыжалгайская серия в нижней части представлена чередующимися мощными пачками биотитовых, гранат-биотитовых, роговообманковых и пироксеновых гнейсов с горизонтами и линзами амфиболитов и амфиболовых кристаллических сланцев. Встречаются единичные прослои биотит-силлиманитовых гнейсов и кварцитов. Выше по разрезу фиксируются амфиболовые гнейсы и сланцы, амфиболиты с подчиненными прослоями пироксенсодержащих, биотитовых, двупироксеновых гнейсов и сланцев и гранат-биотитовыми, биотит-амфибол-пироксеновыми, амфибол-биотитовыми гнейсами. Широко развиты гранитизированные и мигматизированные образования.

Слюдянская серия в нижней части представлена биотитовыми, пироксеновыми, пироксен-амфиболовыми гнейсами с горизонтами и линзами мраморов и кальцифиров, местами силлиманитсодержащими кристаллическими сланцами и амфиболитами. Выше широко развиты мраморы, кальцифиры и диопсидсодержащие породы с горизонтами гнейсов.

В пределах Шарыжалгайского выступа почти повсеместно развиты интрузивные комплексы архейского и протерозойского возраста. Наиболее широко проявился гранитоидный магматизм. Метаморфические комплексы смяты в интенсивные складки, осложненные разрывными нарушениями. В восточной части выступа направления простирания складок от западо-северо-западных до северо-западных, а в западной половине — от северо-западных до субмеридиональных.

Магнитное поле Шарыжалгайского выступа характеризуется чередованием зон преимущественно положительных значений поля с зонами магнитных минимумов. Первые представлены системой интенсивных максимумов сложной внутренней структуры и отображают строение дислоцированных образований шарыжалгайской серии. Региональные минимумы, осложненные мелкими вариациями поля, соответствуют в плане полосам развития позднеархейских образований.

В северном направлении региональные зоны положительных и отрицательных аномалий, постепенно приобретая субмеридиональную ориентировку, простираются во внутренние районы Иркутского амфитеатра. Структура фундамента здесь имеет глыбово-складчатую природу и представлена системой горст-антиклинориев, осевые части которых сложены образованиями раннего архея, и разделяющих их синклинорных зон.

В южных районах Тунгусской синеклизы складчатые комплексы фундамента, так же как и в Иркутском амфитеатре, имеют субмеридиональную ориентировку. Вместе с тем породы фундамента испытали на ряде участков интенсивную гранитизацию и переработаны процессами диафтореза, катаклаза и милонитизации. Предполагается, что наиболее широко эти процессы проявились в районах Приангарья, тяготеющих к зоне Нижнеангарского глубинного разлома. По мере движения на север, в междуречье нижних течений Подкаменной и Нижней Тунгусок, наблюдается резкое изменение в простирании структур: преобладающими становятся северо-западные и субширотные направления. Смена ориентировки складчатых комплексов имеет вид ступенчатых сколов-сдвигов, образовавшихся в результате перемещения блоков по сложной сети разломов. По-видимому, основное значение имели радиально расходящиеся глубинные разломы, пересекающие Тунгусскую синеклизу в северо-восточном направлении и прослеживающиеся далее в районах Юго-Западного и Южного Прианабарья. Местоположение наиболее крупных из них получило отображение в рельефе глубинных горизонтов земной коры, в частности поверхности Мохоровичича.

Основные черты регионального структурного плана хорошо отображаются на карте трансформированного магнитного поля, в особенности в аномальном магнитном поле, обработанном с применением программы «Парабола» (Рempель, 1974), а также на картах остаточных аномалий силы тяжести.

О строении складчатых комплексов фундамента северной половины Тунгусской синеклизы, условно включенных в состав Ангаро-Тунгусской складчатой системы, высказать в настоящее время какие-либо однозначные суждения не представляется возможным. Из анализа физических полей, главным образом трансформированных с целью исключения влияния траппов, следует, что фундамент здесь расколот разломами на ряд блоков различной формы и размеров, имеющих сложную внутреннюю структуру.

Батомгская складчатая система позднего архея (древнее 2600 ± ± 100 млн. лет) охватывает юго-восточные районы Сибирской платформы. Слагающие ее метаморфические комплексы выделены в батомгскую серию, параллелизуемую обычно со становой серией. Низы разреза составляют биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы, переслаивающиеся с амфибол-плагиоклазовыми и диопсидсодержащими плагиоклазовыми сланцами. Встречаются прослои гранат-биотитовых гнейсов, амфиболитов и мраморов. Среднюю и верхнюю части разреза слагают амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболиты с прослоями гранат-биотитовых и диопсидсодержащих сланцев.

Породы серии метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, повсеместно проявлялся ультраметаморфизм. Широко развиты мигматиты, теневые граниты и гранито-гнейсы. Метаморфические образования смяты в сложную систему складок, имеющую северо-северо-западную ориентировку.

По специфическим особенностям физических полей Батомгская складчатая система простирается далеко на север, в район нижнего течения р. Алдан, где к ней по глубинному разлому с угловым несоответствием примыкают структуры Верхояно-Колымской складчатой системы.

Олекминская складчатая система представляет собой сложное сочетание глубокоэродированных архейских и нижнепротерозойских струк-

турных комплексов, выведенных на дневную поверхность в бассейне Чары и Олекмы. Архейские структурные комплексы слагают породы курультинской и олекминской серий, нижнепротерозойский комплекс — породы борсалинской и удоканской серий.

Указанным комплексам в целом свойствен сложный рисунок регионального структурного плана. Он характеризуется сочетанием субмеридиональных направлений, присущих курультинской серии с изменчивой ориентировкой складчатости пород олекминской серии и раннего протерозоя, как правило, обусловленных контурами выступов древних образований и развитием глубинных разломов.

Особенности строения обнаженных участков олекминской складчатой системы получили достаточно отчетливое отображение в физических полях. Последние по своей специфике отличаются от полей Иенгрского срединного массива и Байкало-Патомского нагорья и позволяют проследить развитие соответствующих складчатых комплексов под платформенным чехлом до района нижнего течения р. Чары.

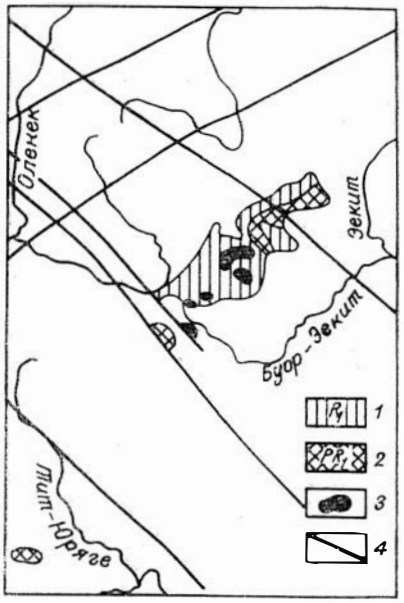


Рис. 43. Схема размещения среднедокембрийских формаций Оленекского массива.

1 — карбонатно-терригенная формация (сытынахтахская и кютингдинская свиты); *2* — верхнемолассовая терригенная формация (эекитская серия); *3* — граниты среднего докембрия; *4* — главнейшие разломы.

Оленекская складчатая система (рис. 43) раннего протерозоя (древнее 2000± 100 млн. лет) расположена на крайнем северо-востоке Сибирской платформы. Западной и юго-западной границей ее служат соответственно Уджинский и Жиганский глубинные разломы, восточной— Верхоянский структурный шов.

Складчатые комплексы фундамента обнажены в бассейне р. Солооли и по левым притокам р. Эекит. Они представлены нижнепротерозойскими породами эекитской серии. Породы смяты в узкие линейные складки общего северо-северо-западного направления. Магнитное поле в пределах складчатой системы характеризуется пониженными значениями напряженности, на фоне которых местами фиксируются мелкие вариации поля, обусловленные обнаженными интрузивными образованиями фундамента и породами трапповой формации.

В соответствии с излагаемой схемой нижне-среднепротерозойские складчатые комплексы намечаются в пределах западной части платформы. Следует предполагать, что наиболее благоприятны для их рассмотрения районы, тяготеющие к крупным зонам глубинных разломов длительного развития, например Онотский грабен, сложенный геосинклинальным (или протоорогенным?) комплексом раннего протерозоя, метаморфизованным в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации метаморфизма.

По своим особенностям магнитное поле Онотского грабена резко отличается от поля, обусловленного породами шарыжалгайской серии архея. В целом оно характеризуется низкими значениями напряженности, на фоне которых наблюдаются очень узкие линейные максимумы, ориентированные в субмеридиональном направлении. Поле такого типа прослеживается далее на север примерно до широты г. Черемхово. На этом основании здесь также выделяются структурные аналоги Онотского грабена. Этому не противоречат и данные бурения Кутуликской и Нукутской

скважин, которые вскрыли породы фундамента, подобные закартированным в обнаженной части грабена.

Магнитное поле, близкое по характеристике к полю Онотского грабена, зафиксировано в районе Ангаро-Ленского водораздела. В плане оно представлено протяженным региональным минимумом, осложненным многочисленными узкими локальными аналогами. Идентичность магнитных полей этого района и Онотского грабена, резкое их отличие от полей участков развития архейских комплексов, а также общие геологические представления позволяют наметить здесь Ангаро-Ленскую систему раннесреднепротерозойского возраста.

Близкие по строению и, по-видимому, возрасту образования выделены в районе среднего течения р. Котуй под названием Котуйская складчатая система. По мнению ряда исследователей, платформенный фундамент здесь представлен складчатыми комплексами нижнего протерозоя (Леонтьев, 1963; Полькин, 1963; и др.).

От описанной схемы существенно отличается схема строения фундамента, предложенная для восточной половины Сибирской платформы коллективом исследователей во главе с К. Б. Мокшанцевым (Тектоника Якутии, 1975) и существенно уточненная в ходе составления карты разломной тектоники Якутии (см. рис. 32). В составе фундамента авторами этих исследований выделяется два структурных этажа: нижнедокембрийский кристаллический фундамент и среднедокембрийский дейтероорогенный (промежуточный структурный этаж).

В центральной части описываемой территории располагается **Тюнг-Алданская складчатая система,** протягивающаяся на 1400 км от Станового краевого шва до верховьев р. Муны на севере. В строении складчатой системы участвуют главным образом древнейшие образования иенгрского комплекса или комплекса основания, по В. Л. Дуку и В. И. Кицулу (1975). От расположенных восточнее Анабаро-Якутской и Оленекско-Батомгской складчатых систем она отделяется Тыркандинским, Буотомским, Якутским и Верхне-Линденским разломами. С запада она ограничена Верхне-Тюнгским и Амгинским разломами.

Субширотными разломами, связанными либо с ответвлениями Чаро-Олекминской складчатой системы, либо с орогенными структурами среднего докембрия, Тюнг-Алданская система разделяется на Мархинский, Синский, Сунтарский и Центрально-Алданский блоки. Описание последнего приведено в главе I этого раздела. В основу выделения Тюнг-Алданской системы положен резко мозаичный характер магнитного поля иенгрского комплекса в Центрально-Алданском блоке. В его пределах положительные магнитные аномалии достигают интенсивности в 3000 гамм. Отчетливо намечаются кольцевые структуры и купола, в которых положительные магнитные аномалии связаны с гранитизированными породами (гранито-гнейсами), а также с высокоглиноземистыми и пироксен-амфиболовыми сланцами и гнейсами. В гравитационном поле этому блоку свойственны крупные слабо дифференцированные округлые максимумы и минимумы силы тяжести. Мозаично-кольцевое резко дифференцированное магнитное и гравитационное поля, несколько изменяясь в зависимости от мощности платформенного чехла, четко прослеживаются на севере и в меньшей степени — в центральной части Тюнг-Алданской системы.

Разломы, ограничивающие эту складчатую систему, вскрываются на Алданском щите. Здесь они представлены мощными зонами бластомилонитов и катаклазитов, местами к этим зонам приурочены ультраметаморфические граниты и метасоматически измененные сланцы борсалинской серии, обогащенные железистыми кварцитами. Зоны разломов хорошо выражены в магнитных полях. В частности, Амгинскому разлому соответствует крупнейшая на Алданском щите положительная магнитная аномалия и гравитационная ступень. Тыркандинский разлом четко отображается линейными положительными магнитными аномалиями, обусловлен-

ными обогащением пород приразломной зоны вкрапленниками магнетита (Савицкий, Штеллер, 1966).

Образования Тюнг-Алданской складчатой системы вскрыты скважиной на Сунтарском поднятии и представлены интенсивно гранитизированными биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и сланцами, а также гранито-гнейсами, метаморфизованными в гранулитовой фации.

Рисунок магнитного и гравитационного полей позволяет наметить в рассматриваемой системе ряд погребенных куполов различных размеров. Краевые участки некоторых из них вскрываются на севере Алданского щита.

Анабаро-Якутская и Анабаро-Мирненская складчатые системы обрамляют Тюнг-Алданскую систему. Они образованы смятыми в линейные, брахиформные и куполовидные сложные складки глубокометаморфизованными формациями тимптоно-джелтулинского и анабарского комплексов. Анабаро-Якутская система в районе Вилюйской синеклизы прерывается наложенной на нее Оленекско-Батомгской складчатой системой.

На Алданском щите, на южном окончании Анабаро-Якутской системы, в пределах Тимптоно-Учурского блока, магнитное поле слабо дифференцировано. Здесь наблюдается чередование примерно равных по интенсивности положительных и отрицательных местами дугообразно расположенных аномальных зон. Интенсивность магнитного поля здесь значительно слабее, чем в соседнем Центрально-Алданском блоке. Сходный характер имеет магнитное поле и на Анабарском массиве. Здесь, если не рассматривать интенсивные линейные аномалии, связанные с зонами разломов, также развито дифференцированное магнитное поле, однако дугообразные аномалии довольно редки. Гравитационные аномалии Анабаро-Мирненской системы имеют линейный характер. На участках наибольшего погружения фундамента они «расплываются» и приобретают более изометричную форму.

Вещественный состав анабарского и тимптоно-джелтулинского комплексов в общем сходны. Подтверждением возможности отнесения закрытых участков Анабаро-Якутской и Анабаро-Мирненской систем к анабарскому и тимптоно-джелтулинскому комплексам служат наблюдения Б. Г. Лутца (1975) над ксенолитами кимберлитовых трубок, а также данные Джарджанской, Якутской и Амгинской опорных скважин, вскрывших породы фундамента, сходные по составу с образованиями анабарского и тимптоно-джелтулинского комплексов: биотитовые, биотит-гранатовые, пироксен-амфибол-плагиоклазовые, амфибол-плагиоклазовые и плагиоклаз-хлоритовые гнейсы, сланцы, амфиболиты и т. п.

Чаро-Олекминская, Мойеро-Киренгская и Оленекско-Батомгская складчатые системы обрамляют с запада на восток описанные системы, отделяясь от них Амгинским, Моркокинским, Котуйским на западе, Улканским, Аимским, Борогонским, Вилюйским, Южно-Моторчунским и Уджинским разломами на востоке. Граничные разломы выражены линейно-вытянутыми узкими положительными магнитными аномалиями и, как правило, значительными ступенями магнитного и гравитационного полей.

На западе Алданского щита Чаро-Олекминская складчатая система выражена слабо дифференцированным магнитным полем. На этом фоне выделяются изометричные и линейные положительные аномалии. Первые из них обусловлены блоками курультинской серии, вторые связаны с железистыми кварцитами борсалинской серии, приуроченной, как правило, к зонам глубинных разломов.

Аномалии силы тяжести в Чаро-Олекминской системе линейные, слабо дифференцированные, участками изометричные.

Аналогичное строение имеет южная часть Оленекско-Батомгской системы, в пределах Омнинского массива (Батомгского блока). Здесь выделяются крупные овальные магнитные аномалии, частично отвечающие блокам омнинской серии, метаморфизованной в гранулитовой фации.

В поле силы тяжести в Оленекско-Батомгской складчатой системе большая роль принадлежит изометричным аномалиям при подчиненном значении линейных. Все это сближает данную систему с Тюнг-Алданской. Некоторым своеобразием отличается лишь северная часть Оленекско-Батомгской системы. Здесь среди слабо дифференцированного магнитного поля отчетливо выделяются полосовые положительные аномалии, обусловленные, вероятно, железистыми кварцитами наложенных прогибов борсалинской серии.

Интерпретация геолого-геофизических данных позволяет с определенной долей условности проследить распространение под чехлом Сибирской платформы орогенных ранне- и среднедокембрийских образований.

Наиболее отчетливо по магнитным данным выделяются образования борсалинского комплекса, содержащие мощные пласты железистых кварцитов и крупные тела габброидов.

Дейтероорогенные образования среднего докембрия выражены в потенциальных полях менее четко. Прогибам олондинского (тунгурчинского, субганского) комплекса на западе Алданского щита отвечают линейные, узкие знакопеременные или отрицательные магнитные аномалии, обусловленные телами основных пород и железистых песчаников. Мощные осадочные, слабо измененные толщи угуйского (удоканского) и маймаканского комплексов выражены изометричными отрицательными магнитными аномалиями и пониженным уровнем гравитационного поля.

Карты структуры поверхности фундамента (Тектоника Якутии, 1975; Проводников, 1975; и др.) также дают возможность предполагать распространение в местах его наибольшего погружения орогенных образований, так как мощности верхнедокембрийских и фанерозойских отложений платформенного чехла для заполнения этих впадин явно недостаточно. Вместе с тем Г. Д. Бабаяном методом ТСЗ получены материалы, указывающие на то, что местами между платформенным чехлом и кристаллическим фундаментом залегают образования, отличающиеся от них скоростными свойствами. Площади их распространения нередко соответствуют выделенным по гравимагнитным данным дейтероорогенным впадинам.

Распространение дейтероорогенных образований в фундаменте восточной части Сибирской платформы подтверждается и некоторыми прямыми геологическими наблюдениями. Так, на Оленекском массиве вскрыта мощная (до 3000—3500 м) эекитская серия, представленная ритмично переслаивающимися между собой песчаниками, алевролитами и филлитовидными сланцами. В средней ее части отмечаются прослои кислых эффузивов. Породы смяты в пологие, иногда гребневидные складки северо-западного простирания. Они прорываются гранитами с абсолютным возрастом 1900—2000 млн. лет (K-Ar метод).

В вершине р. Верхний Вилючан скважинами на глубинах 2500—2700 м вскрыты графитовые и хлорит-роговообманковые сланцы, близкие к отложениям Субганского грабена. В других скважинах, заложенных в этом же районе, в зоне мощных полосовых магнитных аномалий вскрыты сходные с борсалинскими куммингтонитовые сланцы и гранито-гнейсы, а на р. Туолбе — слюдяные сланцы и кварциты, сопоставимые с борсалинскими или субганскими образованиями. На Якутском поднятии, в районе Якутска, скважинами вскрыты слюдяные и филлитовидные сланцы, аналогичные тасмиэлинским.

В базальных конгломератах нижней юры в районе Сунтарского блока обнаружены гальки типичных орогенных среднедокембрийских пород слюдяных сланцев, метавулканитов, конгломератов и т. д. Их количество увеличивается в сторону Сунтарского блока. Аналогичное явление наблюдалось Б. Р. Шпунтом в Билиро-Уджинском районе на Анабарской антеклизе.

Сейсмические исследования и интерпретация гравиметрических и частично магнитометрических материалов (Бабаян и др., 1972, 1974 и

др.) показывают сложное блоковое строение земной коры и верхней мантии восточной части Сибирской платформы. По данным ТСЗ в составе консолидированной коры наиболее четко выделяются «гранитный» слой, по-видимому представленный метаморфическими породами со средней пластовой скоростью 5,9—6,4 км/с, и базальтовый слой со средней пластовой скоростью 6,7—6,9 км/с.

Четкое выражение преломляющей границы $К_1$, отвечающей поверхности консолидированной коры, с граничной скоростью 6,1—6,4 км/с позволяет значительно уточнить рельеф фундамента. Внутри «гранитного» слоя местами выделяются две и даже три толщи с различными пластовыми скоростями. Так, на Алданской антеклизе и Сунтарском блоке граница раздела $К_2$ делит «гранитный» слой на две части с пластовыми скоростями 6,0—6,2 и 6,2—6,4 км/с. В районе Верхне-Ситтенского минимума обнаружено тело с граничной скоростью сейсмических волн 6,8—7,0 км/с, при средней пластовой скорости всей толщи 6,2 км/с. Однако в целом расчленить кору восточной части платформы на эти неоднородные пласты методом ТСЗ не удается. В региональном плане наиболее уверенно выделяется граница $К_3$, вероятно отвечающая подошве «гранитного» слоя.

На границе земной коры и верхней мантии во многих случаях выделяются сейсмические разделы $М_1$ и $М_2$, между которыми располагается слой мощностью 6—9 км с невыдержанными, большей частью пониженными, скоростями распространения упругих колебаний (7,3—7,8 км/с). Магнитно-теллурическим зондированием он фиксируется, как слой пониженных сопротивлений.

Мощность консолидированной земной коры на Алданской антеклизе составляет 38—40 км (Бабаян и др., 1972, 1974), на Алданском щите — 30—40 км (Булин и др., 1972), на Анабарской антеклизе — 33—39 км, в Непско-Ботуобинской седловине — 44—52 км, в Вилюйской синеклизе — от 25 км в центральной зоне до 38 км на окраинах.

Глава IV

СТРОЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКОГО ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Докембрийские образования чехла Сибирской платформы залегают на эродированной поверхности гетерогенного кристаллического фундамента и перекрываются палеонтологически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия. Верхняя граница докембрия почти повсеместно условная и поэтому проводится, как правило, неоднозначно.

Разновозрастные горизонты докембрийского чехла закартированы на обширной территории Анабарской и Алданской антеклиз, а также в пределах ограничивающих платформу миогеосинклинальных прогибов; их разрезы описаны в ряде районов Иркутского амфитеатра, Чадобецкого поднятия и по западной окраине Сибирской платформы. На центральной (большей) части платформы докембрийские отложения перекрыты мощным чехлом палеозойских, мезозойских и кайнозойских образований; их наличие здесь предполагается по геофизическим данным, лишь в единичных случаях подкрепленных материалами бурения (Кюндяйская, Сунтарская, Мархинская и другие скважины).

Современное состояние изученности не позволяет провести аргументированное структурно-геологическое районирование территории платформы и мы ограничимся характеристикой докембрийских отложений лишь для наиболее полно изученных регионов. При этом следует учитывать, что за последние 10—15 лет помимо многочисленных региональных монографий опубликовано немало обобщающих трудов, характеризующих важнейшие особенности биостратиграфии и вещественного состава крупных литолого-стратиграфических подразделений позднего докембрия (Аналоги..., 1974; Давыдов, 1975; Колосов, 1975; Келлер, 1973а, б; Макаров, 1970). Положение докембрийских осадочных комплексов в структуре Сибирской платформы и характер изменения мощности показаны на палеотектонических картах (Атлас..., 1968) и в ряде специальных построений (Семихатов, 1974; Тектоника Якутии, 1975; и др.); общие черты строения докембрийских отложений отражены на карте тектоники докембрия континентов (1972).

Дальнейшее изложение сведений о строении докембрийского чехла проводится не по регионам и структурно-фациальным зонам, а по нижнерифейскому, средне-верхнерифейскому и венд-нижнекембрийскому структурным этажам, отражающим крупные этапы тектонического развития платформы.

Рифейские этажи сложены образованиями, сформировавшимися в промежуток от 1600 ± 80 до 650 ± 35 млн. лет.

Повсеместно породы рифея залегают с размывом и угловым несогласием на более древних протерозойских и архейских преимущественно кристаллических образованиях. Верхняя граница этажа почти везде проводится по подошве базальных песчаников и гравелитов венда. В зоне перехода от Патомской складчатой области к Березовскому прогибу (р. Джелинда) вендские и рифейские отложения в целом залегают согласно; однако и здесь в ряде участков (реки Жуя, Молодо и др.) в кровле рифея наблюдаются карманы размыва (до 1,5 м), позволяющие уверенно проводить границу этажа в основании песчаников джербинской свиты венда.

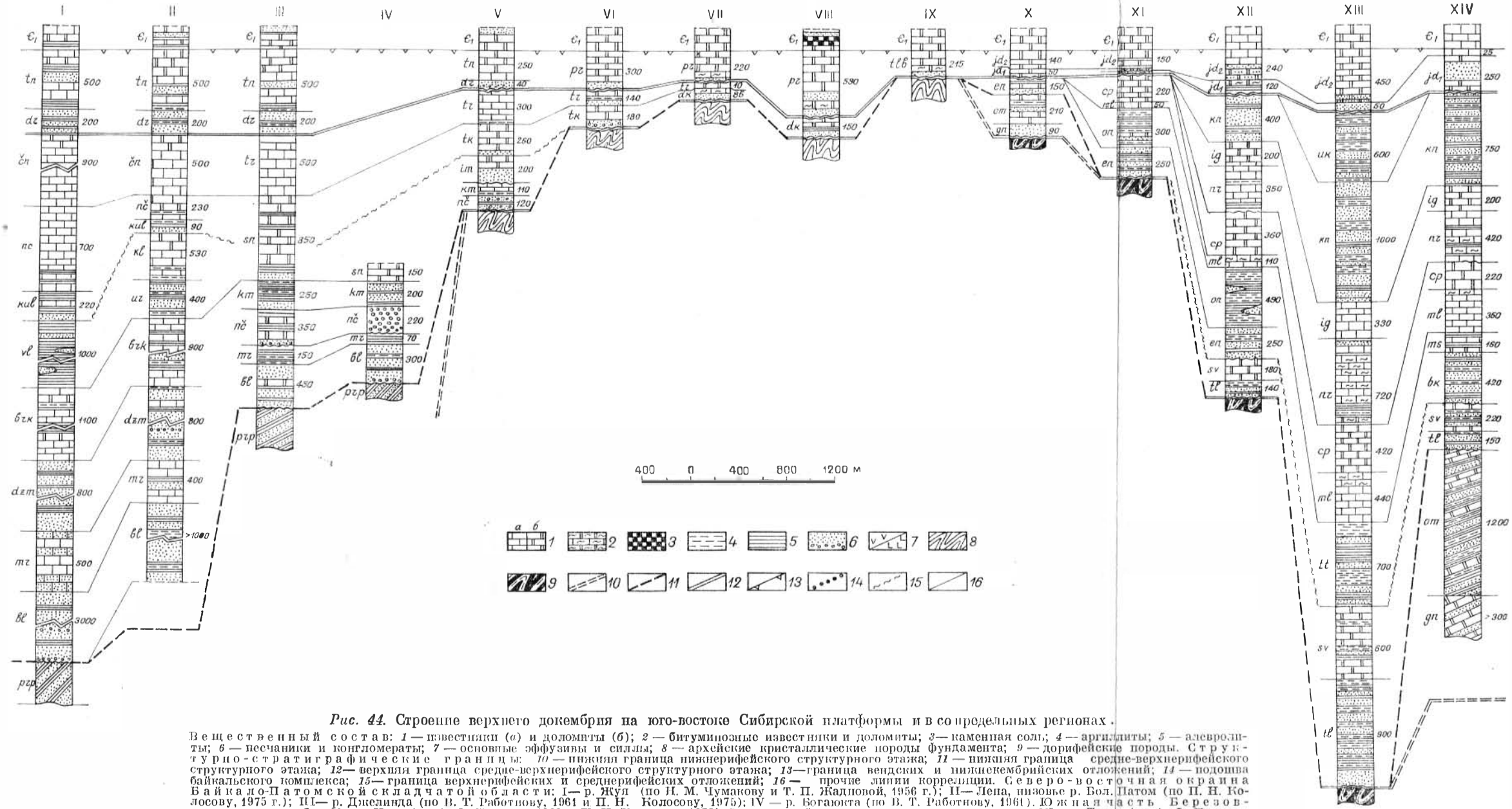


Рис. 44. Строение верхнего докембрия на юго-востоке Сибирской платформы и в сопредельных регионах.

Вещественный состав: *1* — известняки (*а*) и доломиты (*б*); *2* — битуминозные известняки и доломиты; *3* — каменная соль; *4* — аргиллиты; *5* — алевролиты; *6* — песчаники и конгломераты; *7* — основные эффузивы и силлы; *8* — архейские кристаллические породы фундамента; *9* — дорифейские породы. Структурно-стратиграфические границы: *10* — нижняя граница нижнерифейского структурного этажа; *11* — нижняя граница средне-верхнерифейского структурного этажа; *12* — верхняя граница средне-верхнерифейского структурного этажа; *13* — граница вендских и нижнекембрийских отложений; *14* — подошва байкальского комплекса; *15* — граница верхнерифейских и среднерифейских отложений; *16* — прочие линии корреляции. Северо-восточная окраина Байкало-Патомской складчатой области: I — р. Жуя (по И. М. Чумакову и Т. П. Жадновой, 1956 г.); II — Лена, низовье р. Бол. Патом (по П. Н. Колосову, 1975 г.); III — р. Джелинда (по В. Т. Работнову, 1961 и П. Н. Колосову, 1975); IV — р. Богаюкта (по В. Т. Работнову, 1961). Южная часть Березовского прогиба: V — р. Чара (по А. Ф. Петрову, 1962 и П. Н. Колосову, 1975). Северный склон Алданского щита: VI — р. Токко (по А. Ф. Петрову, 1962 и П. Н. Колосову, 1975); VII — р. Олекма (по Л. И. Нарожных, 1962); VIII — р. Русская Речка, скв. Р-3 (по В. М. Мельникову, 1959); IX — р. Амга (по К. И. Малкову, 1960). Учуро-Майская плита (разбивка и мощности — по М. А. Семихатову, 1974, с изменениями): X — Учурская впадина; XI — Омнинское поднятие; XII — Майская впадина, Юдомо-Майский прогиб (по М. А. Семихатову, 1974): XIII — южная часть; XIV — северная часть.

Стратиграфические подразделения (свиты). Нижний рифей: prp — пурпольская (тенторгинская серия), gn — гонамская, om — омнинская. Средний рифей: bl — балаганнахская, mr — мариинская, dzm — джемкуканская, brk — баракунская, nč — ничатская, km — кумахулахская, vl — валюхтинская, ur — уринская, kl — каланчевская, sn — сенькская, im — ималыкская, tl — талынская, sv — светлинская. Верхний рифей: kul — куллекинская, nč — никольская, tk — токкинская, dk — дикимдинская, čn — ченчинская, tr — торгинская, tt — тоттинская, (bk — бикская, ms — мускельская, en — эннинская, on — омнинская), ml — малгинская, cp — ципандинская, ur — нерюенская, ig — игниканская, kn — кандыкская, uk — устькирбинская. Венд: dr — дикербинская, tn — типповская, pr — порохтахская, tlb — толбинская, jd — юдомская (jd_1 — нижняя, jd_2 — верхняя подсвиты).

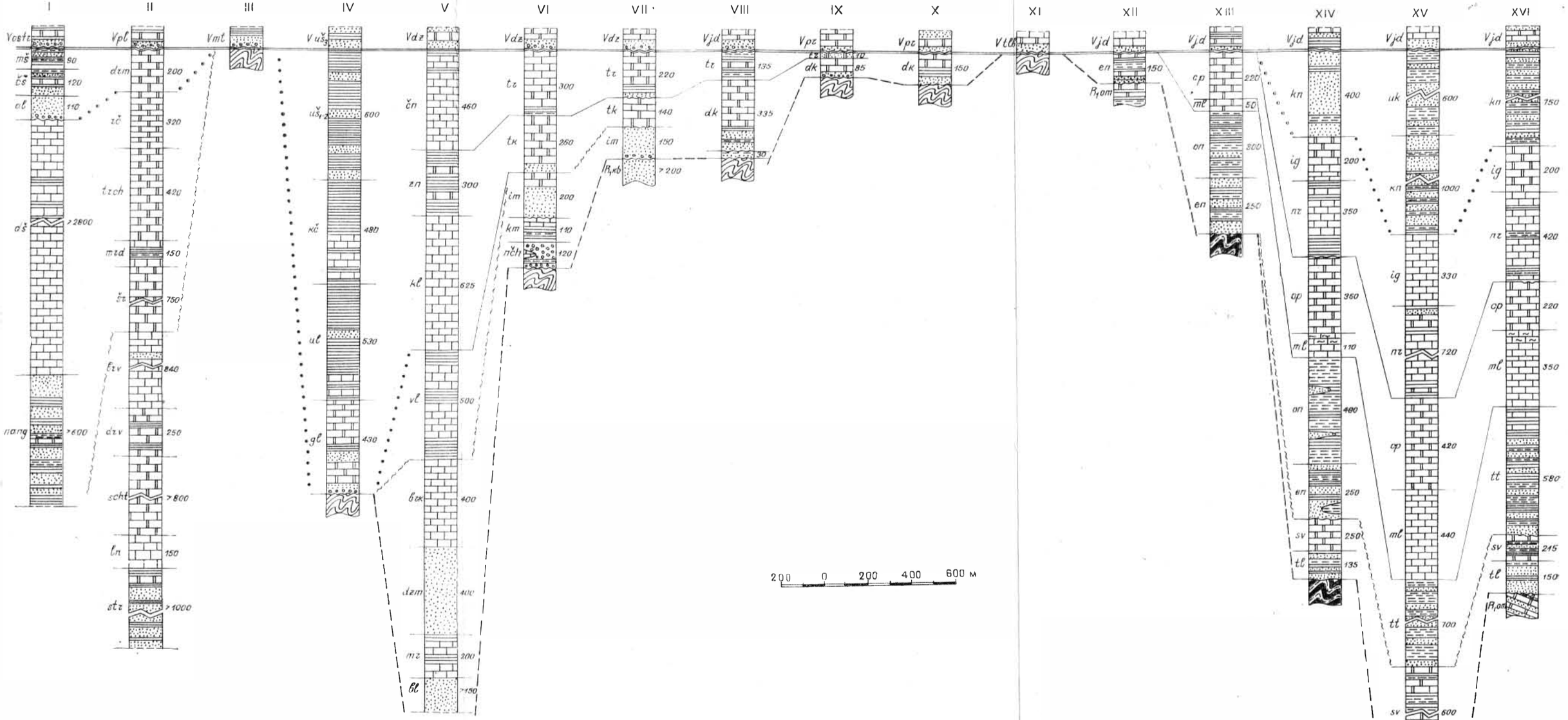


Рис. 47. Строение средне-верхнерифейского структурного этажа на юге Сибирской платформы и в сопредельных регионах.

I — Енисейский кряж, р. Удерей (по В. В. Хоментовскому, 1975); II — Иркутский амфитеатр; III — Ботуобинская седловина; IV — Прибайкалье, р. Хидуса; V — Уринский антиклинорий (по В. В. Хоментовскому, 1975); VI — р. Чара, Березовский прогиб (по А. Ф. Петрову, 1962 и Н. Н. Колосову, 1975); VII — междуречье Чары и Токко, Березовский прогиб (по А. Ф. Петрову, 1963); VIII — Олекминская скв. Р-1 (по С. С. Оксману, 1958 г.). Северный склон Алданского щита: IX — р. Олекма (по Л. Н. Наролиных); X — р. Русская Речка, скв. Р-3 (по В. М. Мельникову); XI — р. Амга (по К. И. Малкову, 1960). Учуро-Майская плита (разбивка и мощности — по М. А. Семихатову, 1974, с изменениями): XII — Учурская впадина; XIII — Омнинское поднятие; XIV — Майская впадина. Юдомо-Майский прогиб (по М. А. Семихатову, 1974): XV — южная часть; XVI — северная часть. Остальные усл. обозн. см. на рис. 44.

Стратиграфические подразделения (свиты). Средний рифей: bl — балаганахская, mr — мариинская, dzm — джемкуканская, brk — баракунская, nč — ничатская, km — кумахулахская, im — ималыкская, tl — талынская, sv — светлинская. Верхний рифей: nang — нижнеангарская, čs — чистяковская, al — алешкинская, gl — голоустенская, ul — улунтуйская, kč — качергатская, uš — ушаковская, zn — жуинская, čn — чернчинская, tk — токкинская, tr — торгинская, dk — дикимдинская, tt — тоттинская (en — энинская, om — омнинская), ml — малгинская, ср — ципандинская, nr — нерюенская, ig — игниканская, kn — кандыкская, uk — усть-кирбинская. Перекрывающие: vostr — островная, vmt — мотская, $V uš_3$ — ушаковская (верхняя подсвита), vdz — джербинская, vjd — юдомская, vpr — порохтахская, vtlb — толбинская. Подстилающие: $R_1 kb$ — кебектинская, $R_1 om$ — омахтинская.

Сходный характер соотношения рассматриваемых структурных этажей устанавливается в миогеосинклинальных прогибах, сопредельных с платформой на западе и юге.

В составе рифейских структурных этажей с известной долей условности выделяется нижнерифейский и средне-верхнерифейский этажи, отличающиеся составом пород и некоторыми структурными особенностями (рис. 44).

НИЖНЕРИФЕЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Этаж сложен преимущественно терригенными и карбонатно-терригенными отложениями, формировавшимися в период от 1600 до 1400—1300 млн. лет. Залегают они на разновозрастном кристаллическом фундаменте, а в пределах приразломных прогибов — на вулканогенных и слабо метаморфизованных породах протерозоя (акитканская серия и др.). В базальных горизонтах часто фиксируются продукты размыва почти повсеместно прослеженной коры выветривания (Келлер и др., 1968; Семихатов, 1974).

Достоверно нижнерифейские осадочные образования на платформе установлены лишь в двух районах: в ее юго-восточной части (Учурская впадина) и на севере (в пределах склонов Анабарской антеклизы и Оленекского поднятия).

В **Учурской впадине** на эродированной поверхности кристаллического фундамента залегают сероцветные и красные преимущественно кварцевые песчаники и гравелиты (гонамская свита, до 140 м), согласно перекрывающиеся ритмично чередующимися доломитами, алевролитами и песчаниками (омахтинская свита, 210 м).

В сопредельных структурных элементах Учуро-Майской плиты и северного склона Алданского щита одновозрастные отложения эродированы, и в связи с этим различные горизонты среднего рифея (Майская впадина), верхнего рифея (Омнинское поднятие) и венда (склоны щита) залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте. Аналогичная геологическая ситуация наблюдается и в южной части Юдомо-Майского прогиба, хотя в его северной части изучен полный и мощный разрез нижнерифейских терригенно-карбонатных отложений; низы разреза здесь не вскрываются, но даже видимая мощность пород гонамской свиты превышает 300 м, а мощность пород омахтинской свиты увеличивается по сравнению с Учурской впадиной более чем в 5 раз (мощность до 1200 м).

На **севере Сибирской платформы** нижнерифейский этаж также характеризуется двухчленным строением с терригенными породами внизу и карбонатными или терригенно-карбонатными вверху (рис. 45). В отличие от Учурской впадины здесь наблюдается постепенный переход к породам среднего рифея, хотя внутри разрезов в отдельных участках отмечены локальные перерывы. Наиболее изменчива по мощностн и составу нижняя терригенная свита: на западном склоне Анабарской антеклизы — это кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники с редкими пластами гравелитов и основных эффузивов в нижней части, аргиллитов и алевролитов вверху (мукунская свита, более 420 м); на южном склоне Оленекского поднятия — песчаники с гравелитами в основании (сыгынахтахская свита, до 240 м). Детальные исследования этих отложений указывают на вероятное выпадение базальной части мукунской свиты на восточном склоне Анабарской антеклизы (Семихатов, 1974; и др.). Верхняя, большая часть разреза нижнерифейских отложений в пределах Анабарской антеклизы представлена главным образом доломитами, чередующимися с песчаниками и алевролитами (котуйканская свита, до 520 м); по вещественному составу и палеонтологическим остаткам с этими отложениями надежно коррелируются на южном склоне Оленекского поднятия породы кютингдинской свиты, хотя мощность их не превышает 380 м.

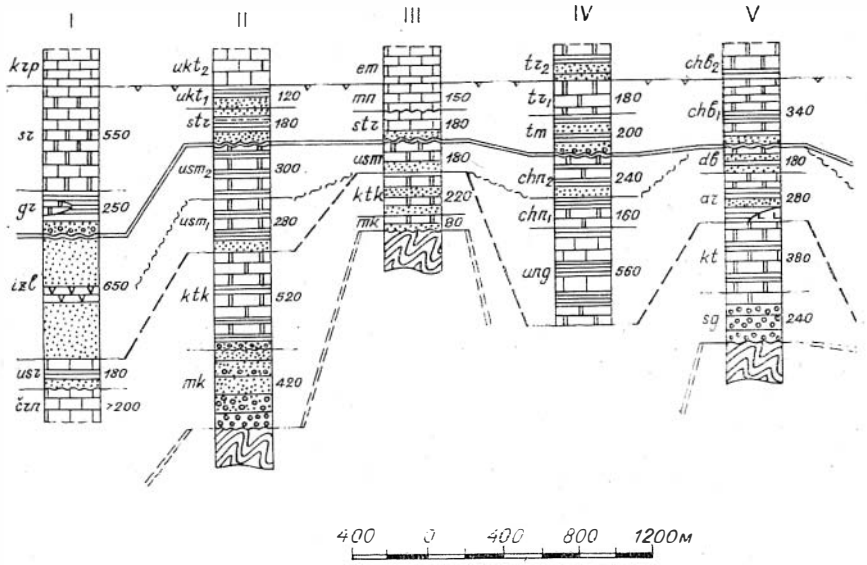


Рис. 45. Строение верхнего докембрия на севере Сибирской платформы (разбивка и мощности по В. В. Хоментовскому, 1975, с изменениями).

I — Игарский район; II, III — западный и восточный склоны Анабарской антеклизы; IV — Уджинское поднятие; V—VI — южный и северный склоны Оленекского поднятия; VII — Хараулах. Остальные усл. обозн. см. на рис. 44.

Стратиграфические подразделения (свиты). Нижний рифей: sg — сыгынахтахская, kt — кютингдинская, mk — мукунская, ktk — котуйканская. Средний рифей: uct — уктинская, esl — эсэлэхская, nl — нэлэгерская, ar — арымасская, db — дебенгдинская, chp_1 — хайпахская (нижняя подсвита), ung — унгуохтахская, chn_1—хапчанырская (нижняя подсвита), usm_1 — юсмастахская (нижняя подсвита), crn — чернореченская, usr—устьсухарихинская. Верхний рифей: st—сиэтачанская, chp_2—хайпахская (верхняя подсвита), chn_2 — хапчанырская (верхняя подсвита), usm — юсмастахская, isl — излучинская. Венд: chr — хараютехская, cht — хатыспытская, tr — туркутская, ks_1 — кессюсинская (нижняя подсвита), chb_1 — хорбусуонская (нижняя подсвита), tm — томторская, tr_1 — туркутская (нижняя подсвита), str— старореченская, mn — мыныкайская, ukt_1 — устькотуйская (нижняя подсвита), gr — гравийская, sr — сухарихинская. Нижний кембрий: ts — тюссерская, ks_2 — кессюсинская (верхняя подсвита), er — еркекетская, chb_2 — хорбусуонская (верхняя подсвита), tr_2 — туркутская (верхняя подсвита), em — эмяксинская, ukt_2 — устькотуйканская (верхняя подсвита), krp — краснопорожская.

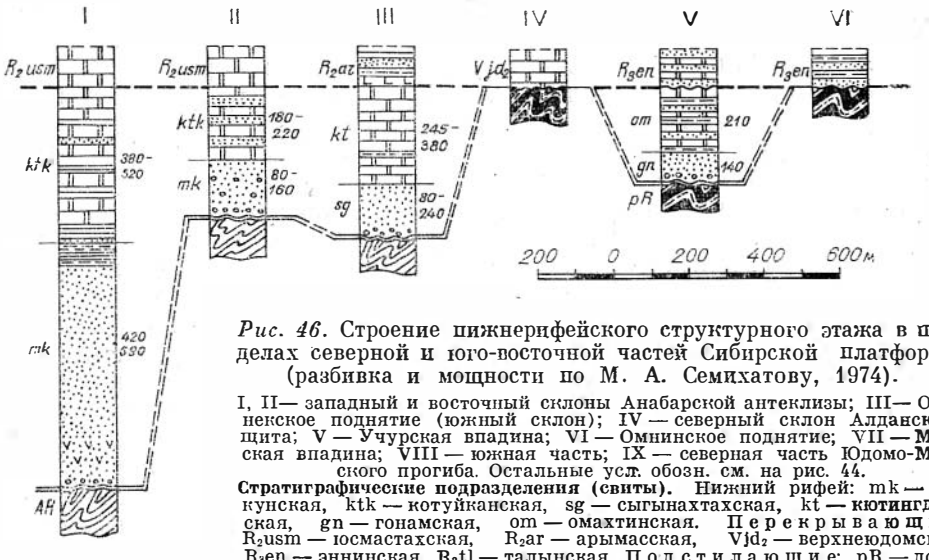
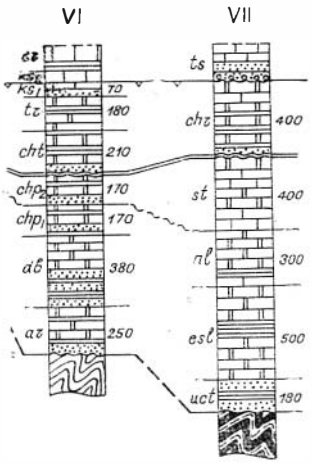


Рис. 46. Строение нижнерифейского структурного этажа в пределах северной и юго-восточной частей Сибирской платформы (разбивка и мощности по М. А. Семихатову, 1974).

I, II— западный и восточный склоны Анабарской антеклизы; III— Оленекское поднятие (южный склон); IV — северный склон Алданского щита; V — Учурская впадина; VI — Омнинское поднятие; VII — Майская впадина; VIII — южная часть; IX — северная часть Юдомо-Майского прогиба. Остальные усл. обозн. см. на рис. 44.

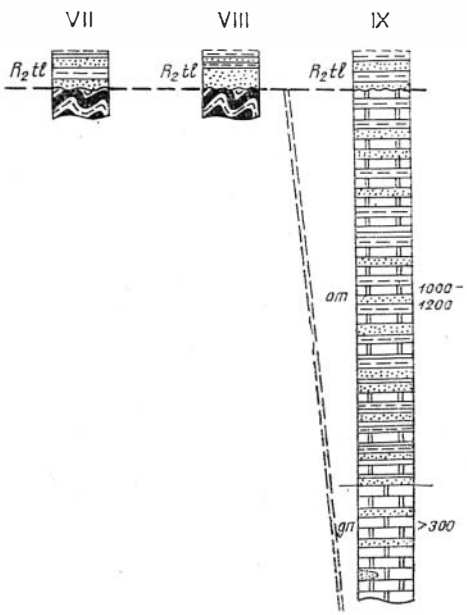
Стратиграфические подразделения (свиты). Нижний рифей: mk — мукунская, ktk — котуйканская, sg — сыгынахтахская, kt — кютингдинская, gn — гонамская, om — омахтинская. Перекрывающие: R_2usm — юсмастахская, R_2ar — арымасская, Vjd_2 — верхнеюдомская, R_3en — эннинская, R_2tl — талынская. Подстилающие: pR — дорифейские отложения протерозоя, Ar — кристаллические образования фундамента.



На остальной территории Сибирской платформы нижнерифейские отложения достоверно не установлены, но их распространение под мощным чехлом более молодых докембрийских и фанерозойских отложений в пределах осевых частей обширных депрессий и приразломных прогибов не исключается. В частности, в это время весьма вероятно расширение площади Западно-Вилюйского авлакогена, соединявшегося с Верхоянской и Патомской миогеосинклиналями; интенсивное осадконакопление, по-видимому, происходило на площади Уджинского авлакогена, Курейской впадины, Амгинского прогиба и других депрессий, разделенных системой сводовых поднятий.

Высказанное предположение основывается на выявленных геофизическими исследованиями закономерностях изменения мощности осадочного чехла (Барыкин, Волхонин, 1972; Тектоника Якутии, 1975) и в определенной мере подтверждается широким распространением нижнерифейских образований в обрамляющих платформу миогеосинклинальных прогибах. Достаточно напомнить, что на севере Юдомо-Майского прогиба описаны наиболее полные, в сущности стратотипические разрезы нижнего рифея (Ярмолюк, 1946; Нужнов, 1967; Башарин, 1967; Семихатов, Серебряков, 1967). Значительно более мощные (свыше 2500 м) разрезы одновозрастных отложений изучены в Патомской складчатой области (Бобров, 1964; Журавлева и др., 1959; Колосов, 1975). Предположительно нижнерифейские отложения небольшой мощности (до 100 м) указываются в отдельных грабенах на западном склоне Алданского щита (Петров, 1974а, б и др.).

Для раннерифейского времени в целом характерно относительно высокое стояние платформы, в связи с чем осадконакопление происходило главным образом в линейных узких прогибах и в краевых депрессиях, раскрывавшихся в сопредельные миогеосинклинали. В конце раннего рифея в обрамляющих платформу геосинклиналях весьма интенсивно проявляются складчатые процессы, предопределившие наблюдаемое несогласие между нижним и средним рифеем в Юдомо-Майском, Байкало-Патомском и Западно-Прибайкальском прогибах. На Сибирской платформе предсреднерифейское несогласие наиболее отчетливо устанавливается в Учурской и Майской впадинах, где среднерифейские отложения выпадают из разреза или с резко выраженным размывом перекрывают непосредственно кристаллические породы фундамента. На склонах Анабарского и Оленекского поднятий переход от нижнего к среднему рифею постепенный.



СРЕДНЕ-ВЕРХНЕРИФЕЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

В отличие от сравнительно кратковременного нижнерифейского этаж формировался почти

700 млн. лет (от 1400—1300 до 680—700 млн. лет) и имеет значительно более широкое распространение, охватывая обширную территорию платформы. Полнота стратиграфических разрезов, мощность и состав отдельных подразделений структурного этажа характеризуются значительным разнообразием.

Нижняя граница этажа в подавляющем большинстве случаев отчетливо эрозионная — на значительной территории платформы разновозрастные горизонты среднего и даже верхнего рифея залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте. В случае, когда породы среднего рифея наращивают разрез нижнего рифея, их соотношения не столь однозначны (рис. 46). Так, в Учурской впадине между нижним и средним рифеем устанавливается значительный стратиграфический перерыв и даже угловое несогласие. В пределах же Оленекского поднятия и на склонах Анабарской антеклизы граница между этими стратиграфическими подразделениями согласная и проводится по совокупности палеонтологических и литологических данных (Семихатов, 1974).

Верхняя граница этажа на всей территории платформы эрозионная и четкая; в сопредельных миогеосинклинальных прогибах эта граница чаще всего согласная, хотя и здесь отчетливо фиксируется по резкой смене вещественного состава, отражающей соответствующую смену структурных и палеогеографических условий (рис. 47).

Рассмотрим строение средне-верхнерифейского структурного этажа по опорным разрезам отдельных крупных регионов, возможно соответствующих самостоятельным структурно-фациальным зонам.

На юго-востоке Сибирской платформы строение средне-верхнерифейского структурного этажа отражает разнообразие тектонических структур: Омнинское поднятие, Майская и Учурская впадины Учуро-Майской плиты, северная и южная ветви Юдомо-Майского прогиба (см. рис. 44). Доступность, полнота разрезов и их палеонтологическая охарактеризованность предопределили интерес и соответственно высокий уровень изученности. Выделенные здесь свиты и подсвиты с небольшими различиями признаются почти всеми исследователями, хотя объединение их в серии и определение возраста проводится существенно по-разному (Ярмолюк, 1946; Нужнов, 1967; Келлер, 1973в; Давыдов, 1975; Семихатов, 1974; и др.).

На Омнинском поднятии, в Учурской впадине и в западных районах северного склона Алданского щита достоверно установлены осадочные образования лишь верхнерифейского возраста. В сводном разрезе этих отложений на Омнинском поднятии отчетливо выделяются два осадочных комплекса. Нижний — почти исключительно терригенный, представленный чередованием разнозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с единичными прослоями доломитов; в верхних горизонтах преобладают алевролиты и аргиллиты (эннинская и омнинская свиты, 550 м). Верхний комплекс сложен известняками и доломитами малгинской и ципандинской свит (около 300 м), почти не содержащих прослоев терригенных пород; в составе малгинской свиты часто встречаются прослои и горизонты битуминозных известняков. Залегают эти отложения на эродированной поверхности дорифейских сильно метаморфизованных пород и трансгрессивно с размывом перекрываются вендскими осадками.

Полнота стратиграфического разреза описываемого структурного этажа и особенности взаимоотношения с подстилающими комплексами в более западных районах плиты и северного склона Алданского щита существенно отличны, но принципиальные черты строения осадочного комплекса и здесь сохраняются. Так, в Учурской впадине этаж представлен чередующимися между собой песчаниками, алевролитами и доломитами (эннинская свита, 150 м); песчаники приурочены главным образом к нижней части свиты и образуют как бы аналог терригенного комплекса Омнинского поднятия, однако залегают они не на дорифейских метаморфизованных породах, а на эродированной поверхности доломитов омахтинской

свиты нижнего рифея. В приподнятых блоках щита породы этажа не установлены. Здесь вендские осадки с глубоким размывом залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте (р. Амга и др.), но появляются на погруженных склонах щита в виде сравнительно маломощных (до 150 м) терригенно-карбонатных отложений, объединяемых в дикимдинскую (р. Русская Речка) или в дикимдинскую и торгинскую свиты (р. Олекма). Повсеместно, как и в сопредельных районах Березовского прогиба, залегают эти отложения на эродированном кристаллическом фундаменте, а перекрываются осадками венда. Почти во всех изученных существенно неполных разрезах в основании и нижних частях этажа прослеживаются песчаные и песчано-галечные образования, а вверху — терригенно-карбонатные и карбонатные.

Следует заметить, что надежно коррелируемые по палеонтологическим и литологическим признакам одновозрастные отложения достоверно установлены на востоке Учуро-Майской плиты (Майская впадина) и в Юдомо-Майском прогибе, где они характеризуются резко увеличенной мощностью и большей полнотой разреза, детально изученного рядом исследователей (Келлер, Семихатов, 1968; Нужнов, Ярмолюк, 1959; и др.).

В Майской впадине наиболее древними являются песчано-сланцевая талынская (140 м) и доломитовая светлинская (>180 м) свиты, слагающие аимчанскую серию среднего рифея. Здесь, как и на юге Юдомо-Майского прогиба, эти образования залегают на метаморфизованных дорифейских породах, а в пределах северной части прогиба перекрывают с отчетливым угловым несогласием терригенно-карбонатные отложения омахтинской свиты нижнего рифея.

Выше по разрезу здесь прослеживается сложный комплекс (керпыльская серия) чередующихся между собой песчаных и алевролитово-сланцевых пород (эннинская и омнинская свиты, около 750 м), строматолитовых и битуминозных доломитов (малгинская и ципандинская свиты, 470 м), с размывом залегающих сланцево-известняковых и доломитовых пород (нерюенская и игниканская свиты, 550 м). Мощности пород керпыльской серии, как и нижележащей аимской, резко сокращаются по направлению к Омнинскому поднятию и Учурской впадине и столь же резко увеличиваются в пределах Юдомо-Майского прогиба (более 2500 м). При этом в Майской и Учурской впадинах эти породы с размывом залегают на нижнерифейских отложениях, а в пределах Омнинского поднятия— на эродированной поверхности дорифейских образований; на большей части Юдомо-Майского прогиба переход между средне- и верхнерифейскими отложениями постепенный и лишь в отдельных пунктах здесь отмечено стратиграфическое несогласие.

Венчается описываемый структурный этаж глинисто-песчаными образованиями кандыкской свиты (около 400 м), отсутствующими на большей части Учуро-Майской плиты и резко увеличивающейся в мощности на юге Юдомо-Майского прогиба (свыше 1000 м), где вместе с вышележащими ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами усть-кирбинской свиты они образуют терригенную уйскую серию.

Существенные особенности строения средне-верхнерифейских отложений, биостратиграфические и литологические критерии их расчленения полнее всего разработаны для Юдомо-Майского миогеосинклинального прогиба и лишь частично прослежены в редуцированных разрезах плиты.

Например, в осевой части прогиба песчаники и алевролиты тоттинской свиты перекрываются пестроцветными тонкослоистыми, вверху нередко битуминозными известняками малгинской свиты (до 440 м в прогибе и 50—100 м на плите); выше по разрезу обычно залегают сильно окремнелые серые и желтовато-розоватые доломиты ципандинской свиты (420м), хотя местами на контакте других свит в черных битуминозных известняках наблюдаются карманы размыва, выполненные доломитовой брекчией (скала Малгина).

В осевой части прогиба строматолитовые доломиты ципандинской свиты согласно перекрываются ритмично чередующимися аргиллитами, глинистыми и строматолитовыми доломитами, водорослевыми и обломочными известняками нерюенской свиты (более 700 м); по литологическим критериям и главным образом по соотношению и преобладанию тех или иных разностей пород свита расчленяется на три подсвиты. В Майской впадине сохраняется трехчленное строение нерюенской свиты (350 м), сложенной ритмично чередующимися черными аргиллитами и водорослевыми известняками, при явном преобладании последних; в ряде пунктов в основании этой свиты наблюдается кора выветривания — отчетливый критерий перерыва в осадконакоплении. Кстати, нерюенская и игниканская свиты хорошо коррелируются со стратотипическим разрезом лахандинской свиты по р. Мае между участками рек Ытырында и Мал. Кандык, по р. Ингили и др.; здесь ее мощность около 500 м.

Наконец, следует иметь в виду, что, несмотря на регионально выдержанный вещественный состав верхов описываемого этажа, мощность всей уйской серии и особенно усть-кирбинской свиты подвержена резким колебаниям (от 0 до 600 м). На севере прогиба и на его бортах усть-кирбинская и даже верхи кандыкской свиты эродированы, а в пределах плиты лишь в Майской впадине прослеживается существенно песчаниковая нижняя часть кандыкской свиты (от нескольких до 400 м). В более западных районах северного склона Алданского щита не только эти, но и более древние рифейские отложения отсутствуют. В. В. Хоментовский (1975) породы кандыкской и усть-кирбинской свит и одновозрастные с ними отложения рассматривает в качестве стратиграфических аналогов байкальского комплекса, возраст которого определяет, в отличие от М. А. Семихатова, не средним, а верхним рифеем; соответственно по его построениям на территории плиты предполагается длительный перерыв между нижним и верхним рифеем.

Установленные особенности строения разрезов уйской серии отражают своеобразный тектонический этап, характеризующийся началом резких воздыманий к востоку от Юдомо-Майского прогиба.

На юге Сибирской платформы средне-верхнерифейский структурный этаж прослеживается в пределах северо-западного склона Алданского щита, Березовского прогиба, зоны Жуинских разломов, Иркутского амфитеатра и сопредельных миогеосинклинальных прогибов Байкало-Патомской складчатой области (см. рис. 47).

При сопоставлении верхнедокембрийских отложений северо-восточной окраины Патомской складчатой области, северо-западного склона Алданского щита и Березовского прогиба связующим является разрез южной части зоны Жуинских разломов (р. Джелинда). В направлении с запада на восток установлено последовательное выпадение из разреза нижних свит: в зоне Жуинских разломов в основании разрезов верхнего докембрия залегают баллаганахская и мариинская свиты, на р. Чаре — ничатская и кумахулахская, на р. Ималык и р. Токко — ималыкская, на р. Олекме — дикимдинская (аналог большей части токкинской), на р. Амге — порохтахская. В том же направлении происходит смещение границ фациальных зон: в зоне Жуинских разломов торгинская свита — преимущественно известняки, джербинская свита — песчаники, тинновская — известняки, а более нижние свиты резко отличаются от стратиграфических аналогов Патомской складчатой области; восточнее, на р. Чаре, торгинская свита становится наполовину доломитовой, а джербинская и тинновская сохраняют состав; далее, на р. Токко, торгинская свита преимущественно доломитовая, а вместо джербинской и тинновской свит выделяется их аналог — порохтахская свита, сложенная доломитами.

На северном склоне Алданского щита описываемый этаж представлен двумя маломощными пачками, прослеженными по разрезам всех пробу-

ренных здесь скважин. На эродированной поверхности кристаллического фундамента (р. Толба) залегает песчаная пачка (10 м) в основании с гальками кварцитов и сланцев; верхняя пачка (45 м) — доломиты с линзовидными включениями гипса, пирита и прослоем (3 м) внизу зеленовато-серого мергеля. Результаты бурения (Русская Речка, Намана, Олекминск и др.) убеждают, что к западу от р. Толбы двухчленное строение этажа сохраняется, но мощность отложений возрастает до 470 м в районе Олекминска (рис. 47). Несмотря на резкое увеличение мощности обеих свит, изменение вещественного состава отмечается только для нижней — существенно песчаной части дикимдинской свиты: в разрезе появляются прослои пестроцветных мергелей и доломитов, песчаников и алевролитов; особо заметно увеличение мощности песчаников. В нижней части дикимдинской свиты почти по всем изученным разрезам часто встречаются битуминозные разности карбонатных пород, а в кавернах и порах песчаников — выпоты нефти.

В зоне сочленения с Березовским прогибом и особенно в центральных районах последнего характерна большая полнота одновозрастных разрезов за счет пополнения ряда стратиграфических подразделений и весьма резкого увеличения их мощности. К сожалению, существующие критерии расчленения и корреляции разрезов допускают принципиально различные варианты стратиграфических схем, по-разному характеризующих не только соотношение отдельных подразделений внутри этажа, но и объем последнего. Например, в отличие от А. Ф. Петрова (1963), В. Т. Работнова (1964), П. Н. Колосова (1975), рассматривающих торгинскую свиту одновозрастной ченчинской, а токкинскую — аналогом ди-

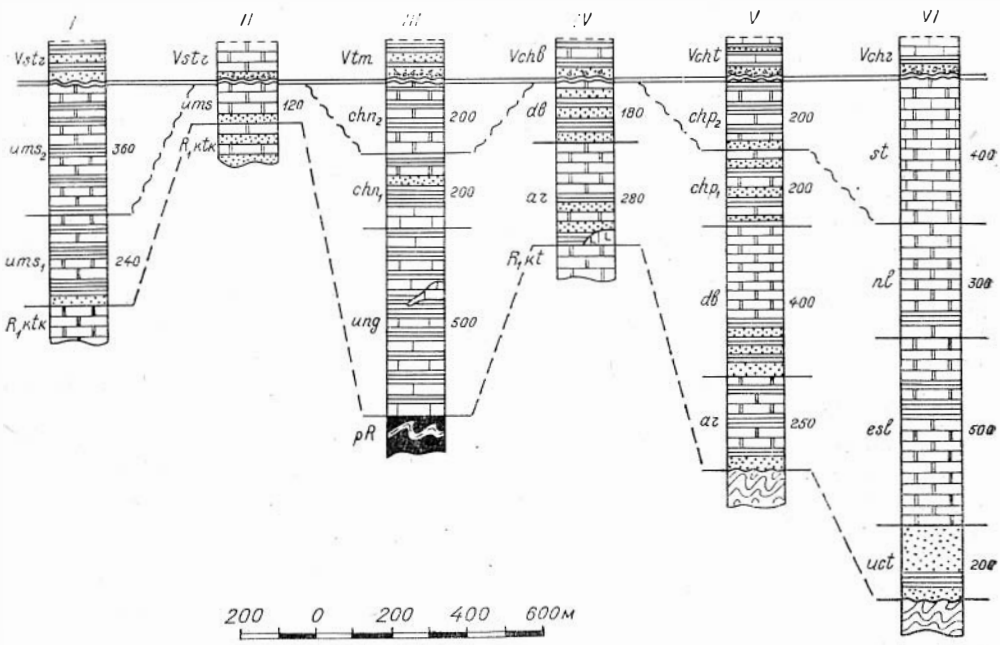


Рис. 48. Строение средне-верхнерифейского структурного этажа на севере Сибирской платформы (разбивка и мощности — по В. В. Хоментовскому, 1975, с изменениями).
I — II западный и восточный склоны Анабарского массива; III — Уджинское поднятие; IV, V — южный и северный склоны Оленекского поднятия; VI — Хараулах.
Стратиграфические подразделения (свиты). Средний рифей: ums_1 — юсмастахская (нижняя подсвита), ung — унгуохтахская, chn_1 — хапчанырская (нижняя подсвита), ar — арымасская, db — дебенгдинская, chp_1 — хайпахская (нижняя подсвита), uct — уктинская, esl — эсэлэхская, nl — нелэгерская. Верхний рифей: ums_2 — юсмастахская (верхняя подсвита), chn_2 — хапчанырская (верхняя подсвита), st — сиэтачанская. Перекрывающие: vtm — томпторская, Vchb — хорбусуонская, Vcht — хатыспытская, Vchr — хараютехская. Подстилающие: pR — дорифейские отложения, R_1kt — кютингдинская. R_1ktk — котуйканская,

кимдинской и датирующих эти подразделения верхним рифеем, В. В. Хоментовский и др. (1972) дикимдинскую свиту и ее аналоги считают стратиграфическим подразделением венда. При такой трактовке на обширной территории Березовского прогиба и северного склона Алданского щита средне-верхнерифейский этаж отсутствует, поскольку непосредственно на эродированной поверхности архейского фундамента, по В. В. Хоментовскому, залегают базальные горизонты венда.

Основываясь на принятом сопоставлении (см. рис. 47), можно сделать вывод, что от южной центриклинали Березовского прогиба к северному склону Алданской антеклизы, т. е. к северо-востоку от рек Джелинды и Богаюкты, происходит постепенное сокращение мощности и последовательное выклинивание ряда подразделений среднего и верхнего рифея; одновременно наблюдается постепенное замещение известковистых доломитов глинистыми доломитами, мергелями и глинистыми алевролитами, мергелями и глинистыми алевролитами с прослоями песчаников. Так, в долине р. Чары выклинивается баллаганахская и мариинская свиты, а на междуречье Чары и Токко— ничатская и кумахулахская свиты. В бассейне р. Токко этаж сложен песчано-доломитовыми породами ималыкской, токкинской и торгинской свит (около 500 м). Восточнее, в бассейне р. Олекмы, из разреза выпадает торгинская свита, и песчаники юдомской свиты с резким размывом ложатся на онколитовые доломиты дикимдинской свиты.

В более полных и мощных разрезах Байкало-Патомской складчатой области вскрывается сложный комплекс терригенно-карбонатных отложений, одновозрастных упоминавшимся выше подразделениям. Так, в разрезе Уринского антиклинория выделяются свиты: баллаганахская песчаниковая (более 150 м), мариинская алевролит-известняковая (200 м), джемкуканская песчаная (400 м), баракунская известняковая (400 м), валюхтинская алевролит-известняковая (500 м), каланчевская известняковая (625 м), жуинская преимущественно алевролитовая с пачками и прослоями доломитов (300 м), ченчинская известняковая (около 500 м) с алевролитами в кровле. Большинство названных свит распознается и в разрезах по р. Джелинде (см. рис. 44).

Почти повсеместно для средне-верхнерифейских отложений отчетливо устанавливается ритмичность, хотя даже крупные ритмы выделяются весьма неоднозначно. Наиболее отчетливы ритмы: баллаганахская — мариинская, джемкуканская — баракунская, валюхтинская — каланчевская, куллекинская — никольская — ченчинская свиты; эти ритмы распознаются в разрезах отдельных регионов и частично проявляются в закономерном латеральном соотношении отдельных подразделений (см. рис. 47, 48).

Несколько иное строение рассматриваемого структурного этажа наблюдается на обширной территории Иркутского амфитеатра (Писарчик и др., 1975; Жарков, Хоментовский, 1965; Жарков, Советов, 1969; Карасев, 1971; и др.). В его составе здесь достоверно установлены лишь верхнерифейские отложения, максимальная мощность которых (более 400 м) наблюдается в зонах сочленения платформы с Бирюсинским и Прибайкало-Иркутским прогибами; при этом по направлению к платформенным участкам и в пределах поднятий, разделяющих эти прогибы, мощности резко сокращаются до полного выклинивания. В составе описываемых отложений отчетливо выделяется (Хоментовский, 1976) преимущественно алевролит-сланцевая тыретская и песчаная хужирская свиты.

Для тыретской свиты характерен кварц-полевошпатовый и биотитовый состав обломочного материала; преобладающая окраска пород — серая с зеленовато-буроватым оттенком, и лишь на стыке Бирюсинского Присаянья резко увеличиваются красные и бурые тона (как и в верхах оселковой серии). Помимо внешнего сходства со стратиграфическими подразделениями верхнего рифея, В. В. Хоментовский и др. (1972) указыва-

ют на несколько прослоев темно-серых доломитов с крупными микрофитолитами. Тыретская свита прослеживается лишь на юге Иркутского амфитеатра, где она залегает с резко выраженным размывом и угловым несогласием на кристаллическом фундаменте; ее средняя мощность около 150 м. На севере амфитеатра и тем более в зоне сочленения с Патомским нагорьем эти отложения отсутствуют. а в сторону Бирюсинского, Прибайкальского и Северо-Байкальского прогибов ее мощность увеличивается более чем в три раза.

Хужирская свита наиболее четко выделяется на юго-востоке Иркутского амфитеатра, где она характеризуется грубой зернистостью и полимиктовым составом терригенных пород, а на остальной территории песчаники переслаиваются с алевролитами и аргиллитами, что делает эту свиту мало отличной от других. Наблюдаемые здесь резкие фациальные замещения, вероятно. и предопределяют неоднозначность стратиграфических корреляций (Дубин и др., 1969; Жарков, Советов, 1969; Хоментовский и др., 1972). В разрезах бирюсинских скважин породы хужирской свиты в значительной мере размыты и трансгрессивно перекрыты усть-тагульскими конгломератами мотской свиты, в пределах Иркутского амфитеатра их мощность около 100 м, а в сторону Прибайкальского и Бирюсинского прогиба возрастает до 500 м; в отличие от тыретской свиты и ее аналогов, мощность этих отложений на территории Иркутского Присаянья сохраняется без изменения, что вполне логично интерпретировать как расширение площади платформенного осадконакопления за счет сглаживания предшествующего рельефа.

Сопоставление разрезов верхнерифейских отложений Иркутского и Бирюсинского Присаянья показывает, что они различны, и это во многом обусловливается наличием разделяющего их Китойского поднятия. На большей части последнего верхнерифейские отложения отсутствуют, а на северо-восточном склоне (среднее течение р. Урик) они установлены в промежуточных фациях: на гранитах с размывом залегают красно-бурые алевролиты и аргиллиты с подчиненными прослоями доломитов (тыретская свита, около 50 м), а выше — грубозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты хужирской свиты (около 170 м).

Существенно своеобразен этаж вдоль юго-восточного края Ангаро-Ленской плиты Сибирской платформы — в пределах так называемого Прибайкальского прогиба (Салоп, 1964; Мац, 1965; и др.). Именно здесь описаны и детально изучены стратотипические разрезы байкальского комплекса, верхнюю границу которого целесообразнее всего проводить в основании верхнеушаковской подсвиты. Отложения байкальского комплекса и его аналогов в большинстве случаев залегают трансгрессивно и даже с угловым несогласием, а в сопредельных миогеосинклинальных прогибах они образуют единый структурный этаж с более древними отложениями рифея. Особенности строения байкальского комплекса зависят от тектонической позиции района, но вещественный состав и фациальная выдержанность прослеживаемых горизонтов не оставляет ни малейшего сомнения в платформенной природе этих отложений.

Западная часть Сибирской платформы. Представление о строении средне-верхнерифейского структурного этажа на западе платформы можно получить при знакомстве с разрезом докембрия Чадобецкого поднятия (Хоментовский, 1975; Благовещенская, 1960; Вотах, 1968; и др.).

В основании сводного разреза докембрийских отложений здесь залегают известняки и переслаивающиеся с ними известково-глинистые сланцы (чадобецкая свита, видимая мощность более 50 м). Отложения чадобецкой свиты, по-видимому, должны быть отнесены к нижнерифейскому структурному этажу. Трансгрессивно перекрываются они мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинисто-кремнистыми сланцами с глауконитом (семеновская свита), общей мощностью свыше 1000 м; абсолютный возраст этих пород по глаукониту 1290 млн. лет (Волобуев и др.,

1964а, б). Выше следуют слоистые известняки с подчиненными прослоями известковистых конгломератов и алевролитов дольчиковской и чуктуконской свит (до 800 м), на границе между которыми отмечается перерыв в осадконакоплении и небольшой размыв. В составе верхней половины разреза выделяются песчано-сланцевая териновская (до 250 м); карбонатная жерновская (200 м), песчаниковая брусская (300 м) и конгломератово-песчаные медведковская и тогонская (300 м) свиты. Кровля и подошва брусской свиты существенно эрозионные, в связи с чем в одних местах (верховье руч. Дольчик и др.) эти породы с резко выраженным несогласием залегают непосредственно на песчаниках и сланцах териновской свиты (т. е. жерновская свита выпадает из разреза), а в других — со стратиграфическим и угловым несогласием перекрывается песчано-галечными образованиями медведковской свиты; в частности, на левобережье р. Терины, в 2 км ниже устья рч. Брус в подошве медведковской свиты отмечено угловое несогласие до 10° (Скляров, 1962). Тогонская свита красноцветных и сероцветных грубо- и среднезернистых песчаников венчает разрез докембрийских отложений и в свою очередь трансгрессивно, местами с размывом подстилающих отложений, перекрывается мощной толщей (до 1000 м) преимущественно сероцветных известняков нижнего кембрия (клименская свита).

Определение возраста названных стратиграфических подразделений и их корреляция с разрезами докембрия сопредельных регионов проводятся условно и неоднозначно. Судя по вещественному составу, степени метаморфизма и дислоцированности докембрийских отложений Чадобецкого поднятия, можно полагать, что намеченные в сводном разрезе структурные этажи, вероятно, образуют преимущественно рифейский — базальный этаж осадочного чехла (рис. 49).

Строение Чадобецкого поднятия по докембрийскому осадочному комплексу характеризуется повышенной сложностью. Так, по кровле нижнекембрийских известняков Чадобецкое поднятие вырисовывается в виде обширного купола (46 × 34 км), слегка вытянутого в северо-восточном направлении. В структурном плане докембрия этот свод осложнен двумя самостоятельными куполами, а по более молодым отложениям палеозоя —это пологая антиклинальная складка (см. рис. 49).

На севере Сибирской платформы средне-верхнерифейский структурный этаж прослеживается почти непрерывно, но строение его подвергается значительным изменениям (Беляков, 1971; Макаров, 1970; Яшин, 1971; и др.).

В пределах западной окраины Анабарского массива отложения представлены чередующимися между собой алевролитами и доломитами юсмастахской свиты (около 600 м); на восточном склоне от предвендского размыва сохранилась лишь небольшая часть одноименной свиты (120 м). На обоих склонах в основании свиты отмечается погрубение осадков (горизонт песчаников), но отчетливые признаки размыва не установлены (см. рис. 48). Возможно, было бы более правильным, как это делают Л. К. Писарчик с соавторами (1975), нижнюю границу среднего рифея проводить по подошве аналогичной по составу котуйканской свиты, на значительной территории с размывом залегающей на песчано-конгломератовых породах мукунской серии нижнего рифея (см. рис. 45).

На Уджинском поднятии этаж сложен непрерывным разрезом терригенно-карбонатных отложений, в котором по литологическим признакам выделяются унгуохтахская (500 м) и хапчанырская (400 м) свиты. Следует оговориться, что некоторые исследователи (Хоментовский, 1975; и др.) относят к верхнему рифею, в качестве аналога байкальского комплекса, и алевролит-песчаную томторскую свиту. Однако с учетом особенностей строения вышележащего вендского комплекса и регионально прослеженного характера взаимоотношения последнего с подстилающи-

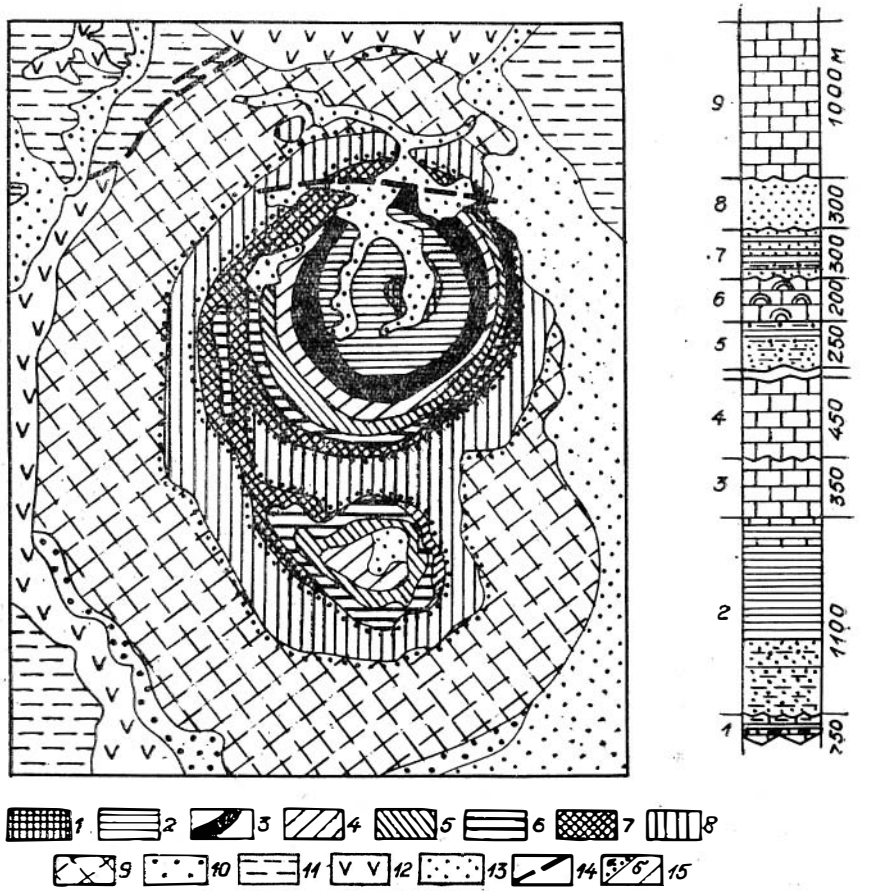


Рис. 49. Схематическая геологическая карта и разрез докембрия Чадобецкого поднятия. Составлены О. А. Вотахом (1966) по материалам Р. Я. Склярова, А. А. Гузеева, А. И. Владимирова и др.

Свиты (на карте и колонке): *1* — чадобецкая (известняки и сланцы); *2* — семеновская (алевролиты, сланцы и песчаники в нижней части); *3* — дольчиковская (тонкослоистые известняки с прослоями сланцев в нижней части); *4* — чуктуконская (известняки и доломиты с карбонатными конгломератами в основании); *5* — териновская (песчаники и сланцы); *6* — жерновская (строматолитовые известняки); *7* — брусская (кварциты и песчаники с прослоями сланцев); *8* — медведковская и тогонская (красноцветные песчаники); *9* — клименская (известняки); *10* — верхнекембрийские карбонатно-терригенные отложения; *11* — верхнепалеозойские терригенные отложения; *12* — траппы; *13* — мезокайнозойские терригенные отложения. Прочие обозначения: *14* — разломы; *15* — стратиграфические границы (*а* — несогласное залегание, *б* — согласное залегание).

ми породами, целесообразнее этой трансгрессивно залегающей свитой начинать разрез венда.

Строение средне-верхнерифейского этажа на Оленекском поднятии резко различается на южном и северном склонах. На южном склоне он сложен арымасской и дебенгдинской свитами, суммарной мощностью 460 м (см. рис. 48). Нижняя свита представлена чередованием алевролитов и песчаников с единичными прослоями доломитов и основных эффузивов; вверху эти породы сменяются доломитами. Верхняя дебенгдинская свита состоит из равномерного переслаивания песчаников и алевролитов. Залегают описанные породы без следов явного несогласия на доломитах кютингдинской свиты нижнего рифея (на контакте между ними прослеживается силл диабазов, до 150 м), а перекрываются трансгрессивно залегающими отложениями венда. На северном склоне аналогичные по составу породы арымасской свиты (250 м) с резким размывом залегают на эродированной поверхности кристаллического фундамента; выше по разрезу следуют

породы дебенгдинской свиты, резко увеличивающейся в мощности (400 м) за счет доломитовой составляющей. Выше залегает хайпахская свита (400 м) — чередование песчаников, алевролитов и доломитов, вероятно размытых на южном склоне.

Как и на юго-востоке платформы, по направлению к миогеосинклинальным прогибам также наблюдается увеличение мощности, пополнение разреза и изменение фациального состава (см. рис. 48). В частности, в районе Хараулаха одновозрастные отложения характеризуются повышенной мощностью (1400 м) и резким сокращением терригенных образований. В сущности, последние слагают лишь нижнюю — уктинскую — свиту (200 м), залегающую непосредственно на кристаллическом фундаменте; в составе эсэлэхской (500 м) и нэлэгерской (300 м) отмечаются только отдельные прослои и маломощные пачки алевролитов, а сиэтачанская свита (400 м) нацело сложена известняками и доломитами.

Таким образом, на севере платформы наибольшей полнотой отличаются разрезы среднерифейских отложений, в большинстве случаев согласно залегающих на нижнем рифее. На склонах крупных поднятий устанавливается выпадение нижних свит и горизонтов. Многие исследователи (Комар, 1966; Семихатов, 1974; и др.) обращают внимание на сходство в строении и даже последовательности чередований терригенно-карбонатных разностей пород в разрезах на Оленекском поднятии и Юдомо-Майском прогибе; в обоих районах намечаются осадочные ритмы, начинающиеся глауконит-кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а заканчиваются строматолитовыми доломитами с маломощными пачками алевролитов.

* *
*

Установленные особенности строения и распространения средне-верхнерифейского структурного этажа указывают, что в начале среднего рифея на Сибирской платформе существовал расчлененный рельеф и накопление грубообломочных осадков происходило главным образом в прогибах и изолированных депрессиях; к концу среднего рифея происходит дальнейшая нивелировка рельефа и значительное расширение областей морской седиментации. В позднем рифее вновь намечается активизация тектонических движений, обусловившая значительную структурную дифференциацию.

По сравнению с нижнерифейским средне-верхнерифейский структурный этаж характеризуется более широким распространением и возросшим разнообразием тектонических элементов. Отмеченное в разрезах Анабарского и Оленекского поднятий согласное залегание средне- и нижнерифейских отложений не распространяется на остальную большую часть Сибирской платформы и сопредельные миогеосинклинальные прогибы. Напомним, например, что образования среднего рифея трансгрессивно перекрывают миогеосинклинальные отложения нижнего рифея в Патомском нагорье, орогенные комплексы нижнепротерозойской складчатости Прибайкальского и Юдомо-Майского прогибов, разновозрастные кристаллические породы фундамента в пределах высоких склонов Алданского щита.

ВЕНД-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

По сравнению со всеми более древними подразделениями докембрия распространен значительно шире. Предвендский рельеф на Сибирской платформе, как указывают палеотектонические реконструкции, был в достаточной мере дифференцированным. Однако в самом конце рифея здесь происходит региональное выравнивание рельефа. К началу венда транс-

грессия охватывает почти всю платформу и сопредельные миогеосинклинальные прогибы. Внутренними источниками сноса терригенного материала в этот период, вероятно, оставались лишь своды Алданской и Анабарской антеклиз, а также выступы кристаллического фундамента в пределах крупных внутренних поднятий типа Сунтарского, Якутского и др.

Вендские отложения в структурном отношении и по вещественному составу тесно связаны с образованиями нижнего палеозоя. От более древних рифейских и, тем более, дорифейских образований вендские отложения повсеместно отделены отчетливо выраженным перерывом в осадконакоплении и во многих случаях — угловым несогласием; нередко в основании венда отмечается существенная смена условий седиментации.

Верхняя граница венда повсеместно проводится главным образом по палеонтологическим критериям, поскольку между отложениями венда и нижнего кембрия существует постепенный переход. Они образуют единое геологическое тело, справедливо трактуемое в качестве структурного этажа, однако мы ограничимся описанием только его нижней —вендской — части. За основание нижнего кембрия принята подошва алданского яруса, ибо отделить немакит-далдынский горизонт от основной части вендского комплекса в большинстве случаев невозможно.

На территории Сибирской платформы венду соответствует юдомский комплекс и его стратиграфические аналоги (рис. 50). Нижней изохроной для вендского комплекса может быть принят уровень около 680 млн. лет, а верхней — 570 млн. лет.

На северо-восточном склоне Алданского щита и в сопредельных районах Юдомо-Майского прогиба вендская часть описываемого структурного этажа сложена полифациальным юдомским комплексом с двумя отчетливыми подразделениями, отражающими соответствующие циклы седиментогенеза: нижнеюдомская подсвита (от нескольких до 400 м) — темные, участками битуминозные известняки и доломиты, аргиллиты и песчаники; верхнеюдомская подсвита (20—450 м) — сахаровидные доломиты, нередко с прослоями песчаников внизу и известняками вверху.

Строение венда на восточном склоне Алданского щита в принципе сохраняется, но здесь (р. Учур) существенно увеличивается глубина размыва, предшествующего накоплению юдомских осадков. В результате последние залегают на разновозрастных горизонтах рифея и далее на запад постепенно переходят на кристаллические породы фундамента.

В центральной части щита (р. Алдан) мелкоплойчатые складки гнейсов кристаллического фундамента перекрываются почти горизонтально залегающими песчаниками (до 0,5 м) и песчаными доломитами (8 м) — это базальная пачка толбинской свиты, сложенной чередованием слоистых и массивных, известковистых и глинистых, строматолитовых и мергелистых доломитов (около 200 м). Детальная корреляция выделенных на Алдане пачек и горизонтов показывает, что песчаники здесь представлены только отмеченным выше базальным пластом, залегающим в основании верхнеюдомской подсвиты (Башарин, 1967) и, следовательно, наблюдаемое к центру Алданского щита сокращение разреза происходит за счет нижних подразделений.

На северном и северо-западных склонах Алданского щита и в зоне сочленения с Березовским прогибом к венду относятся породы порохтахской свиты, повсеместно с размывом залегающие на известняках и доломитах верхнего рифея (дикимдинская, или токкинская и торгинская свиты). Судя по данным бурения Русско-Реченской, Наманинской, Олекминской и других скважин, в основании венда здесь залегает базальная терригенная пачка (до 200 м), представленная чередованием песчаников, пестроцветных алевролитов, аргиллитов, мергелей и доломитов; в Алексеевской и Ченкиямской скважинах на р. Толбе — это кварцевые нефтеносные песчаники, постепенно сменяющиеся песчаными доломитами (до 50 м). Выше по разрезу повсеместно залегают доломиты с прослоями

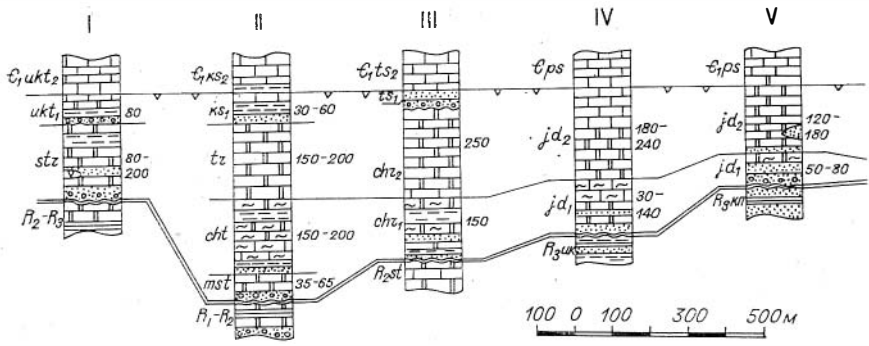


Рис. 50. Строение вендских отложений Сибирской платформы и сопредельных областей (разбивка и мощности по М. А. Семихатову, 1974).

I — Анабарская антеклиза (реки Котуй, Котуйкан); II — Оленекское поднятие; III — Хараулахский выступ (р. Лена); IV — Юдомо-Майский прогиб (р. Юдома — Кылахская гряда); V — Учуро-Майская плита (р. Мая, верховье р. Учур); VI — северо-западный склон Алданского щита (р. Олекма); VII — Патомское нагорье (реки Лена, Жуя). Остальные усл. обозн. см. на рис. 44.

Стратиграфические подразделения (свиты): str — старореченская, ukt_1 — устькотуйканская (нижняя подсвита), mst — маастахская, cht — хатыспытская, tr — туркутская, ks_1 — кессюсинская (нижняя подсвита), chr — хараютехская (нижняя и верхняя подсвиты), ts_1 — тюссерская (нижняя подсвита), jd — юдомская (нижняя и верхняя подсвиты), pr — порохтахская, dz — джербинская, tn — тинновская, nch — похтуйская. П е р е к р ы в а ю щ и е: $\epsilon_1 ukt$ — устькотуйканская (верхняя подсвита), $\epsilon_1 ks_2$ — кессюсинская (верхняя подсвита), $\epsilon_1 ts_2$ — тюссерская (верхняя подсвита), $\epsilon_1 ps$ — нестроцветная, $\epsilon_1 jed$ — юдейская, $\epsilon_1 \widehat{mc}$ — мачинская. П о д с т и л а ю щ и е: R_2— R_3— средне-верхнерифейские, R_1— R_2— нижне-среднерифейские, R_2st — сиэтачанская, R_3uk — устькирбинская, R_3kn — кандыкская, R_3tr — торгинская, $R_3\widehat{cn}$ — ченчинская.

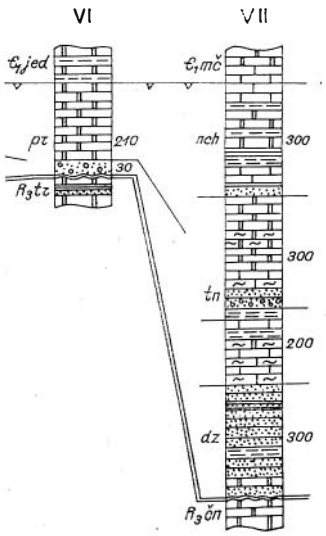
гипсов в западных разрезах (р. Русская Речка, Олекма и др.) и весьма мощными (до 15 м) пластами известняков на востоке (скв. Синская). Общая мощность этих отложений на склонах Алданского щита изменяется от 215 м (реки Амга, Олекма) до 320 м (р. Токко), а в прилегающей краевой части Березовского прогиба достигает 530 м (р. Русская Речка).

В Патомском нагорье к юдомскому комплексу сравнительно единодушно относятся джербинская и тинновская свиты (Решение..., 1962); по палеонтологическим критериям сюда относится также нижняя часть нохтуйской свиты (Жарков, Хоментовский, 1965).

В других районах юго-востока Сибирской платформы сходные разрезы венда также характеризуются отчетливым двучленным строением. Если в осевой зоне Патомского миогеосинклинального прогиба они залегают согласно на карбонатных породах верхнего рифея, то при переходе к Березовскому прогибу и склонам Алданского щита они несогласно перекрывают все более древние горизонты рифея вплоть до кристаллического фундамента.

На юге платформы вендские отложения распространены повсеместно и полнее всего изучены в Иркутском амфитеатре, а в самое последнее время бурением установлены на ряде разведочных площадей Непско-Пеледуйского и Ботуобинского поднятий. В силу традиции и, возможно, некоторой инерции при местных корреляциях многие иркутские геологи здесь выделяют отложения не венда, а нижнего кембрия. Это представление отражается на региональных корреляционных схемах и структурно-палеогеографических построениях (Писарчик и др., 1975; Карасев, 1971; и др.). Имеющиеся фактические данные не оставляют сомнения в принадлежности нижних горизонтов палеозоя к венду (Жарков, Советов, 1969; и др.).

К вендскому комплексу в Иркутском амфитеатре относятся отложения, залегающие между галогенно-карбонатными породами нижнекембрийской усольской свиты и разновозрастными горизонтами рифея или, чаще всего, кристаллическими породами фундамента. Несмотря на фациальную изменчивость, для венда и здесь характерно двучленное строе-



ние: внизу — алевролиты и песчаники (мотская свита), вверху—известняки и доломиты (иркутская свита); оба эти подразделения в большинстве случаев соответствуют средне- и верхнемотской подсвитам местной схемы.

Важно подчеркнуть, что мотская свита повсеместно начинается пачкой слабо сцементированных сероцветных песчаников, которые с прослоями алевролитов и аргиллитов образуют так называемый парфеновский горизонт (до 40 м); с ним связаны все важнейшие нефтегазопроявления, промышленная газоносность, и он, по существу, является основным объектом соответствующих поисково-разведочных работ. Выше залегают (свыше 200 м) серые и красноцветные песчаники с частыми прослоями алевролитов, аргиллитов, мергелей и доломитов. Изменения вещественного состава мотской свиты обычно фиксируются по замещению песчаников аргиллитами, алевролитами и мергелями, а в зоне сочленения с Восточным Саяном — и конгломератами; в районе пос. Ахины, где наблюдаются максимальные мощности мотской свиты, В. В. Хоментовский (1975) указывает на небольшие прослои в ее составе каменной соли. Не остается выдержанным и состав базального горизонта песчаников: в одних участках они обогащаются галечным материалом, в других — нацело замещаются карбонатными породами, а то и вовсе выклиниваются.

С учетом большого практического значения парфеновского горизонта важно выяснение особенностей его строения и закономерности распространения песчаников. Не исключается, что максимальную мощность эти песчаники будут иметь на склонах Братского, Непского, Пеледуйского и подобных сводов, где на их формирование, вероятно, влияли выступы кристаллического фундамента. Мощность пород мотской свиты в сторону Прибайкалья и Иркутского Присаянья увеличивается до 350 м; одновременно увеличивается и роль песчаников в разрезе.

Иркутская свита (около 350 м) сложена известняками, доломитами с частыми прослоями засолоненных доломитов, ангидритов и каменной соли; при этом сульфатоносность и соленосность присущи только центральным частям Иркутского амфитеатра (Осинско-Парфеновский район), а в обрамлении преобладают известняки и доломиты. В отличие от мотской мощность иркутской свиты в сторону Присаянья сокращается (до 130 м).

Далее на северо-восток, в пределах Ботуобинской седловины, судя по данным глубокого бурения, разрез в основном сохраняется; аналоги парфеновского и других песчаных горизонтов характеризуются здесь устойчивой продуктивностью (Верхне-Вилючанская площадь и др.). На западе Вилюйской синеклизы одновозрастные отложения перекрыты мощным чехлом нижне-среднепалеозойских и мезозойских образований и достоверно установлены лишь на юго-восточном склоне Сунтарского поднятия. В разрезе Кюндяйской скважины они представлены сильно битуминозными известняками и доломитами (вскрытая мощность около 60 м), в средней части с горизонтом (9 м) сероцветных мелкозернистых песчаников.

Таким образом, в южной части Сибирской платформы накоплению вендских осадков предшествовал размыв рифейских и дорифейских поднятий. В Присаянском и Северо-Байкальском прогибах базальные песчано-конгломератовые горизонты выражены менее отчетливо и явные следы размыва не установлены; в то же время в районе Китойского поднятия

породы мотской свиты залегают с резким угловым несогласием непосредственно на кристаллических породах фундамента.

На севере Сибирской платформы вендские отложения распространены повсеместно: они трансгрессивно перекрывают разновозрастные горизонты, начиная от аналогов байкальского комплекса вплоть до среднего рифея. В Игарском районе к венду относятся карбонатно-терригенная гравийская свита (более 200 м) с песчаниками и конгломератами в основании и известняково-доломитовая сухарихинская свита (550 м). На западном склоне Анабарской антеклизы данный комплекс сложен почти исключительно песчано-алевролитовыми породами старореченской и нижней части устькотуйканской свит (около 300 м), заключенных между алевролитово-доломитовыми отложениями верхнего рифея (верхнеюсмастахская подсвита) и известняками нижнего кембрия (верхнеустькотуйканская подсвита).

На восточном склоне антеклизы отмечается сокращение общей мощности вендских отложений (220 м) и их принципиально иное строение: старореченская свита становится преимущественно доломитовой, а в основании вышележащей маныкайской свиты, сложенной известняками, установлен размыв. В разрезах Удинского поднятия названным подразделениям, возможно, соответствуют алевролит-песчаная томиторская и доломитовая нижнетуркутская свиты, общей мощностью 360 м. Наконец, одновозрастные терригенно-карбонатные отложения прослежены на склонах Оленекского поднятия (свиты: маастахская, хатыспытская, туркутская и низы кессюсинской, общей мощностью свыше 500 м) и в пределах Хараулахского выступа (хараютехская свита и низы тюссерской, мощностью около 400 м).

* *
*

Приведенные фактические данные свидетельствуют, что в венде — последнем докембрийском и переходном к фанерозою этапе развития — на Сибирской платформе резко изменились палеогеографические условия осадконакопления, обусловленные структурной перестройкой и проявлением крупнейшей морской трансгрессии.

Если в раннем рифее накопление базальных и наиболее древних горизонтов платформенного чехла происходило лишь в пределах отдельных авлакогеноподобных прогибов, а в среднем и позднем рифее — распространилось на склоны последних и охватило обширные депрессии, главным образом в краевых частях платформы, то в венде перекрываются все приразломные прогибы и на территории Сибирской платформы формируется почти сплошной осадочный чехол. В вендский период замыкаются сопредельные миогеосинклинальные прогибы, и образования, аналогичные чехлу платформы, перекрывают их без заметного изменения мощности. Своеобразные терригенно-карбонатные и вверху даже эвапоритовые формации венда отражают новый этап развития платформы, характеризующийся дальнейшим расширением наметившихся еще в позднем рифее синеклиз.

Изложенная характеристика докембрийских отложений свидетельствует о значительной роли древних образований в составе чехла Сибирской платформы. В отличие от Европейской платформы их изученность остается чрезвычайно низкой, хотя они представляют существенный интерес с точки зрения поисков полезных ископаемых и в первую очередь — нефти и газа.

ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ АЗИИ

Глава I

КИТАЙСКО-КОРЕЙСКАЯ, ЮЖНО-КИТАЙСКАЯ ПЛАТФОРМЫ И ТАРИМСКИЙ МАССИВ

Рассматриваемая группа платформенных структур занимает огромные пространства Восточной и Центральной Азии. Несмотря на длительное исследование, они остаются весьма слабо изученными. Тем не менее пересмотр имеющихся материалов позволяет несколько уточнить ранее существовавшую систему представлений с учетом новых радиологических определений *.

КИТАЙСКО-КОРЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Китайско-Корейская платформа занимает обширные пространства Северо-Восточного Китая и Кореи. На юге и юго-западе она граничит по разломам с палеозойскими структурами Циляньшаня и Циньлиня; на западе граница образует резкий угол и, огибая западный выступ Алашаня, меняет свое северо-западное простирание на северо-восточное; на севере платформа ограничена зоной варисцид Хинганской складчатой области, а на востоке уходит в пределы Японского и Желтого морей.

Особенности платформы: небольшие размеры, прямолинейность границ (отдельные отрезки их протягиваются на 600—800 км, не меняя своего направления), весьма раздробленный фундамент, состоящий из разновозрастных блоков, претерпевших значительные вертикальные перемещения, а также почти повсеместно смятый платформенный чехол, мощность которого на отдельных участках составляет 5—10 км.

Кристаллический фундамент выступает на поверхность в пределах Ляодунского и Шаньдунского массивов, в западной части Алашаня, вдоль северного и восточного бортов Ордосской синеклизы и в массивах Наннимском и Кенг. Он сложен архейскими и протерозойскими метаморфическими комплексами. Эти образования находятся в сложных структурных взаимоотношениях (рис. 51), характер которых недостаточно ясен.

К архейскому (дотайшаньский, досанганьский и их аналоги) структурному комплексу отнесены образования с радиологическим возрастом более 2600 млн. лет. Наиболее крупные выступы архейского фундамента— в Ляодунском, Шаньдунском, Наннимском и Кенг массивах. Большая часть этих выходов представлена высокотемпературными гнейсами и сланцами, метаморфизованными в амфиболитовой и гранулитовой фациях метаморфизма. Их возраст приближается к 2 млрд. лет.

Ляодунский массив на большей части своей площади сложен архейскими комплексами. В плане массив имеет вид прямоугольника, вытянутого в северо-восточном направлении на 500 км. С севера его ограничивают глубинные разломы, проходящие вдоль южной оконечности впадины Сунляо, с запада архейские структуры срезаются нижне- и среднепротерозойскими комплексами, а на востоке он граничит с Наннимским массивом (Северная

* 117 определений абсолютного возраста, большая часть которых выполнена Н. И. Полевой, любезно предоставившей материалы.

Рис. 51. Разрез через Китайско-Корейскую платформу. Составили Г. П. Вертунов и А. Ф. Прялухина.

1 — границы комплексов, установленные и предполагаемые; *2* — разломы, установленные и предполагаемые; *3* — складчатые комплексы; *4* — гранитоидные комплексы; *5* — комплексы платформенного чехла.

Корея), взаимоотношения с которым недостаточно ясны. Судя по широкому развитию гранитоидных интрузий, образующих небольшой пояс северо-восточного простирания, эта граница тектонического происхождения. На юге массив погружается под воды Желтого моря. Центральная часть массива осложнена грабеном, образующим узкую (60—80 км) депрессию северо-восточного простирания, выполненную мезозойско-кайнозойскими отложениями, максимальная мощность которых достигает 2 км. К югу грабен несогласно расширяется, переходя в Ляодунский залив Желтого моря.

На значительных площадях древние комплексы с резким несогласием перекрыты платформенным чехлом верхнего протерозоя и нижнего палеозоя (Ли Сы-гуан, 1952), мощность которого варьирует от первых сотен метров в приподнятых частях блоков до нескольких километров в небольших изометричных впадинах.

Архейские комплексы сложены амфиболовыми и гиперстеновыми гнейсами, биотитовыми, биотит-гранатовыми и кордиеритовыми гнейсами, гранулитами, реже пироксен-амфиболовыми сланцами (Чжен Вань-ю, 1962). Отмечаются гранат-кордиерит-гиперстеновые гнейсы, гранат-силлиманитовые и кордиерит-силлиманитовые сланцы, магнетитовые кварциты с гранатом и гиперстеном, доломитовые мраморы и кальцифиры (Маракушев и др., 1966). В некоторых разрезах наблюдается преобладание доломитов, мраморов с форстеритом, диопсидом и шпинелью, которые переслаиваются с кордиерит-гранатовыми, гиперстеновыми и другими гнейсами, графитовыми сланцами и магнетитовыми кварцитами. Широко распространены гнейсо-граниты (в том числе аляскиты и гиперстеновые граниты) и мигматиты, располагающиеся конкордантно с общей структурой вмещающих толщ (рис. 52). Мощность гнейсового комплекса в пределах Ляодунского массива не менее 6000—7000 м.

Структурные формы архейских комплексов недостаточно ясны. Они слагают небольшие выступы — овалы среди более молодых образований, срезающих их под углом. Разломы, отделяющие архейские структуры от протерозойских, имеют преимущественно се-

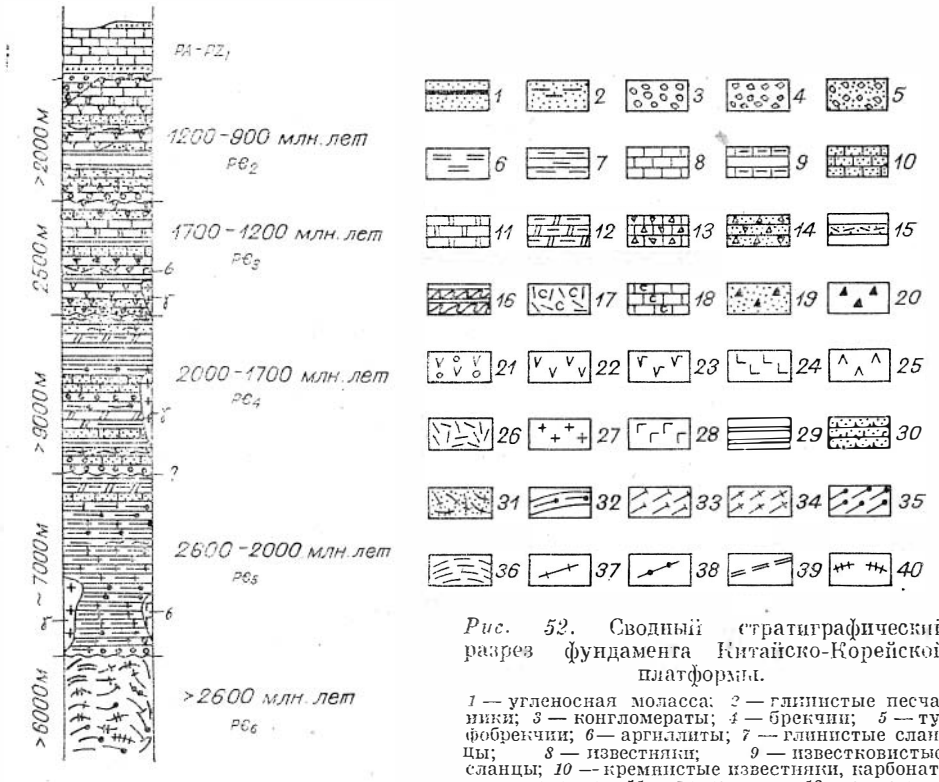


Рис. 52. Сводный стратиграфический разрез фундамента Китайско-Корейской платформы.

1 — угленосная моласса; *2* — глинистые песчаники; *3* — конгломераты; *4* — брекчии; *5* — туфобрекчии; *6* — аргиллиты; *7* — глинистые сланцы; *8* — известняки; *9* — известковистые сланцы; *10* — кремнистые известняки, карбонатные породы; *11* — доломиты; *12* — мраморы; *13* — карбонатные брекчии; *14* — граувакки; *15* — туфы, туфогенные песчаники, туфогенные сланцы; *16* — туфодиатомиты; *17* — тиллиты; *18* — турбидиты карбонатные; *19* — мелкообломочные туфобрекчии; *20* — вулканические брекчии; *21* — лавобрекчии, субмаринные шаровые лавы; *22* — базальты; *23* — андезиты; *24* — андезито-базальты; *25* — подводные излияния андезито-базальтов; *26* — лавы кислого состава; *27* — гранитоиды; *28* — основные и ультраосновные интрузии; *29* — филлитовые и хлоритовые сланцы; *30* — кварциты и кристаллические сланцы; *31* — железистые кварциты; *32* — амфиболовые и биотитовые сланцы; *33* — гранито-гнейсы; *34* — биотитовые гнейсы; *35* — амфиболовые гнейсы; *36* — мигматиты; *37* — дистеновые гнейсы; *38* — гранулиты; *39* — гиперстеновые и гранат-кордиерит-гиперстеновые гнейсы; *40* — биотит-гранатовые и кордиеритовые гнейсы.

Складчатые комплексы: $P\mathfrak{C}_6$ — архейские; $P\mathfrak{C}_5$ — нижнепротерозойские; $P\mathfrak{C}_4$ — среднепротерозойские; $P\mathfrak{C}_3$ и $P\mathfrak{C}_2$ — верхнепротерозойские. Платформенные комплексы: PA—RZ_1 — верхнего протерозоя — нижнего палеозоя. Интрузивные породы: σ — ультраосновные; γ — граниитоиды.

веро-западное простирание. Вдоль этих разломов среди архейских гнейсов развиты метасоматиты с редкометальной минерализацией.

Породы архейских метаморфических комплексов прорваны интрузивными образованиями с возрастом более 2600 млн. лет (Rb-Sr методом по ортиту пегматитов). Определения возраста гранитов северной части Ляодунского массива дают устойчивую группу цифр более 2750—2600 млн. лет (Н. И. Полевая). Более высокие значения получены для гранитов Южной Кореи — 2900 млн. лет (Lee, 1973). Эти данные позволяют считать, что возраст архейских гнейсов около 3 млрд. лет.

Шаньдунский массив охватывает площадь около 300—400 тыс. кв. км. Его границы довольно прихотливые. В северо-восточном направлении он погружается под воды Желтого моря; с юго-запада архейские комплексы срезаются нижнепротерозойскими образованиями; с юга и запада массив ограничен структурами *Северо-Восточной синеклизы*, вдоль границ с которой проходят крупные разломы.

В Шаньдунском массиве наиболее развиты амфиболовые, биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы, местами встречаются гранат-кордиерит-гиперстеновые гнейсы, мраморы и кальцифиры, амфиболиты и гиперстеновые граниты (Ли Сы-гуан, 1952). При этом гиперстеновые граниты, амфиболиты, гранито-гнейсы и биотит-гранатовые гнейсы слагают центральные ча-

сти выступов, а мраморы и гранат-кордиерит-гиперстеновые гнейсы — их периферию. Обычно не наблюдается закономерной ориентировки складчатых структур. Но в целом создается впечатление господства широтных простираний в северной части массива и северо-западных и северо-восточных в южной. Отмечается также непостоянство простираний пород и гнейсоватости внутри архейских комплексов (при преобладании широтного).

Верхний возрастной предел образования пород определяется по залеганию на них (в южной части массива) нижнепротерозойских железистых кварцитов, кварц-полевошпатовых гнейсов, кварцитов, имеющих возраст более 2500 млн. лет (Н. И. Полевая). Возраст гранитов, прорывающих архейские гнейсы в районе Жунгэна (по биотиту), более 2500—2300 млн. лет.

Архейские комплексы, обнажающиеся в Северной и Центральной Корее, в структурном отношении, возможно, являются восточным продолжением Ляодунского и Шаньдунского массивов. Они образуют массивы Наннимский и Кенг и отдельные выходы среди более молодых толщ (купол Чомкол, выступ Яндое и др.). Размеры выходов достигают сотен и тысяч квадратных километров.

Архейские породы представлены гиперстеновыми гранитами и мигматитами, гиперстен-альмандиновыми гнейсами, эклогитами. В составе Наннимского массива преобладают бедные кальцием биотитовые, биотит-гранатовые, кордиеритовые гнейсы и мигматиты. В гнейсовых толщах встречаются горизонты кварцитов (гранатовых, кордиеритовых, магнетитовых), доломитовые мраморы и кальцифиры. Архейские комплексы на юге Наннимского массива имеют субширотное, а у границы с Китаем — северо-западное простирание в отличие от субмеридиональных простираний в породах протерозоя (Маракушев и др., 1966). Возраст гранитов, прорывающих архейские гнейсы в Южной Корее, по данным I. H. Lee (1973), около 2900 млн. лет.

Нижнепротерозойский (тайшаньский, шанганьский, сушуйский, санганьский и их аналоги) структурный комплекс (2600—2000 млн. лет) на Китайско-Корейской платформе образует две полосы. Северная протягивается от Пекина вдоль побережья Ляодунского массива и далее к китайско-корейской границе, где она в северо-восточном направлении погружается под палеозойские комплексы Хинганской зоны и вновь появляется в пределах Ханкайского массива (Беляевский и др., 1963). Южная полоса прослеживается вдоль юго-восточной и юго-западной границ архейских комплексов Шаньдунского массива.

Сочленение архейских и нижнепротерозойских отложений происходит обычно по зонам разломов и сопровождается милонизацией и перекристаллизацией пород (Западный Шаньдун). В некоторых случаях создается впечатление структурного единства архейских и нижнепротерозойских комплексов (Южный Шаньдун).

В северо-восточной части платформы нижнепротерозойские комплексы сложены биотитовыми и амфиболитовыми гнейсами, гранито-гнейсами, кварцитами и мраморами, вмещающими тела гранитов и пегматитов. Возраст пегматитов 2200—2400 млн. лет. Мощность отложений около 5000 м и увеличивается в северо-восточном направлении. Видимо, здесь обнажены фрагменты или корни складчатых зон, сохранившиеся главным образом в линейных грабенах, контролируемых системой разломов.

На западном побережье Ляодунского залива и в районах к северу от Пекина нижнепротерозойские комплексы сложены различными гнейсами мигматитами, кварцитами и мраморами, вмещающими гранитоидные интрузии. Возраст последних, определенный по биотиту, составляет 1950—2300 млн. лет. Мощность толщи не менее 4000 м.

В южных отрогах Шаньдунских гор нижнепротерозойские отложения образуют толщу, состоящую из гранито-гнейсовых мигматитов, железистых кварцитов, кварц-полевошпатовых гнейсов, имеющих возраст более 2000 млн. лет. Мощность отложений более 3000 м.

Структурные формы нижнепротерозойских комплексов на Китайско-Корейской платформе изучены слабо. На фоне относительно простых линейных складок отмечается местами интенсивная складчатость, осложненная многочисленными разломами и зонами милонитизации. Наблюдается изменчивость простираний осей складок при преобладании северо-западных ориентировок.

Среднепротерозойский (утайский и их аналоги) структурный комплекс (2000—1700 млн. лет) образует узкий пояс меридионального простирания в центральной части платформы и обнажается в виде отдельных выходов в различных ее районах. В центральной части платформы в основании разреза залегают кварциты и хлоритовые сланцы, выше располагаются конгломераты, кварциты, филлиты, кремнистые породы, железистые кварциты и кристаллические известняки, известны интрузии гранитов. Особенно отчетливо выделяются линейные, почти субмеридиональные полосы распространения железисто-кремнистых и вулканогенных формаций серии аньшань, приуроченных к узким, видимо, антиклинальным зонам.

Относительно полный разрез среднепротерозойских отложений вскрыт у южной границы Китайско-Корейской платформы вдоль южного склона хр. Суншань. В их основаниях обнажаются биотитовые гнейсы нижнего протерозоя (?). На них несогласно залегает толща конгломератов, галька которых представлена в основном гнейсами, кварцитами, основными породами, выше вскрываются метаморфические сланцы (биотитовые, роговообманково-биотитовые, роговообманковые), кварциты с прослоями хлоритовых сланцев. Метаморфические сланцы образуют сложные, с крутыми падениями крылья складки меридионального простирания. Западнее Дэнфына метаморфические сланцы прорваны интрузиями биотитовых гранитов, образующих полосу, прослеживаемую в меридиональном направлении на 40 км. Возраст гранитов (аргоновый метод) 2000—1800 млн. лет. Мощность сланцев достигает 5000 м.

В Сяошане сланцы перекрыты мощными конгломератами, галька которых состоит из полосчатых кварцитов, кварца, редко гнейсов. Эти конгломераты перекрываются серицитовыми сланцами и кварцитами с прослоями филлитовых сланцев и железистых кварцитов (кварциты Суншань). Верхняя часть толщи состоит из филлитов. Общая мощность толщи порядка 6000 м. Она смята в узкие линейные складки меридионального простирания, иногда опрокинутые. К востоку эти отложения имеют торцовые сочленения с нижнепротерозойскими комплексами Шаньдуна, имеющими северо-западное простирание.

В восточных районах платформы среднепротерозойский комплекс имеет некоторые формационные особенности. Главное место среди образований принадлежит аркозовым, слюдистым и железистым кварцитам, слюдистым сланцам, конгломератам, филлитам, хлоритовым сланцам, мраморам и яшмам, вмещающим тела гранитов.

В более северных районах платформы (горы Утайшань и Тайханшань, провинции Ляонин и Гирин) среднепротерозойский комплекс (серия утай) образован слюдистыми, хлоритовыми, серицит-кварцевыми сланцами, доломитами, мраморами, железистыми кварцитами, основными и срединными эффузивами, несогласно залегающими на более древних амфиболовых и биотитовых гнейсах. Мощность серии утай в районе Шаньдуна достигает 10 000 м. Они собраны в линейные складки с простиранием, близким к меридиональному; местами наблюдается изоклинальная и опрокинутая складчатость. Отложения серии утай в районе Утайшаня прорваны пегматитами, имеющими возраст 1800—1850 млн. лет. Восточнее, в районе Данциншань, происходит некоторое «омоложение» изотопных датировок — до 1700 млн. лет, а еще далее на восток, в районе Шаньдуна, — 1600 млн. лет.

Верхнепротерозойский (маньсинский, хуто, нантанский, дунье и их аналоги) структурный комплекс (1700—1200 млн. лет) в центральной части платформы занимает периферическое положение относительно среднепро-

терозойского складчатого пояса. В других районах (на юге Ляодунского полуострова, к северу от Пекина, северная часть Шаньдунского массива) породы верхнего протерозоя локализуются в поле развития гнейсовых комплексов архея и нижнего протерозоя. Видимо, они формировались в изометричных прогибах, наложенных на древние структуры. Ма Син-юань (1962) предполагает, что их формирование закончилось дюйлянской (готской) орогенией, приведшей к значительной кратонизации Китайской платформы.

Верхнепротерозойский комплекс представлен зеленосланцевыми и терригенно-карбонатными толщами (серии манси и хуто и их аналоги). Зеленосланцевая (аспидная, по Чжао Цзун-лу, 1962) толща сложена диабазами, туфогенными сланцами, вулканическими брекчиями, филлитами, кварцитами, граувакками, известняками мощностью 1000—1200 м (серия манси). В районе Тайханшаня зеленосланцевая толща вмещает тела ультраосновных пород и интрузии двуслюдистых плагиогранитов с радиологическим возрастом 1400—1600 млн. лет. Серия манси залегает на размытой поверхности архейских (?) кристаллических сланцев. Терригенно-карбонатная толща (свиты дациунь, дунье) сложена филлитами, кремнистыми доломитами, доломитизированными известняками, известняками, туфопесчаниками, глауконитовыми песчаниками, рассланцованными эффузивами. Мощность ее 1800—2000 м, в восточном направлении увеличивается до 2500 м. Этот складчатый комплекс удается с некоторыми перерывами проследить в южной части платформы, но здесь уменьшается мощность разреза. С верхнепротерозойскими образованиями на Китайско-Корейской платформе связаны многочисленные интрузии гранитоидов, а зеленосланцевые толщи включают гипербазиты.

В Корее к геосинклинальным образованиям верхнего протерозоя с возрастом более 1200 млн. лет относят серию йонникин, сложенную кварц-серицитовыми сланцами и кварцитами, а также метаморфизованными кислыми и основными эффузивами, частично гранитизированными и превращенными в гнейсы и амфиболиты. Возраст серицит-мусковитовых сланцев по мусковиту (район Чунгана) — 1290 млн. лет.

ЮЖНО-КИТАЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Южно-Китайская платформа занимает значительную площадь Юго-Восточного Китая. Ее западная и северная границы проходят по серии дугообразных районов вдоль варисцийских структур Тибет-Юньнаньской и Куньлунь-Циньлиньской складчатых областей. Несколько сложнее южная и юго-восточная границы. На большей части они протягиваются вдоль границ байкальской складчатой области, при этом почти везде наблюдаются торцовые сочленения между древними метаморфическими комплексами и байкалидами.

Особенностями Южно-Китайской платформы являются округлые очертания, небольшие размеры, исключительная раздробленность фундамента, интенсивно смятый чехол и весьма развитый мезозойский магматизм; фундамент платформы образован архейскими и протерозойскими (добайкальскими) комплексами, находящимися в сложных структурных взаимоотношениях. Байкальские комплексы не входят в фундамент платформы, образуя складчатое обрамление платформы с юга и юго-востока.

Архейские образования на Южно-Китайской платформе образуют отдельные небольшие блоки. В западной ее части они обнажены в районах хр. Даляньшань, Трех Ущелий Янцзы. Нижняя часть разреза представлена здесь гнейсовым комплексом, в котором наблюдаются биотитовые и амфиболовые гнейсы, местами превращенные в мигматиты (более 2000 м). Выше залегают биотитовые гнейсы с прослоями карбонатных пород (около 3000 м). Гнейсовый комплекс местами включает тела амфиболитов и гипер-

стеновых гранитов. К югу от Трех Ущелий Янцзы эта толща с резким угловым несогласием перекрывается комплексом хуапли, представленным метаморфическими сланцами. Он вмещает довольно крупные тела гранитов, возраст которых более 2400 млн. лет.

В восточной части платформы (хребты Дахуншань и Удоншань) архейские образования обнажены среди протерозойских комплексов, вместе с которыми образуют полосу широтного направления. Сложены они биотитовыми гнейсами, мигматитами (комплекс дабе), вмещающими пегматитовые жилы. Мощность архея не менее 2500 м. На северном склоне хр. Удоншань он перекрывается комплексом метаморфических сланцев и кристаллических известняков (серия иншань), возраст которых, видимо, раннепротерозойский, поскольку пегматиты, располагающиеся среди гранитов этого комплекса, имеют возраст 2300 млн. лет.

На юго-востоке платформы (хр. Нанлин) среди пород нижнепротерозойского возраста обнажаются архейские комплексы, сложенные мигматитами, гранито-биотитовыми гнейсами, амфиболовыми гнейсами с прослоями карбонатных пород. Установленная мощность отложений не менее 1500 м. Они имеют северо-западное простирание. Перекрывающие их более молодые образования сложены метаморфическими сланцами, вмещающими небольшие интрузии гранитов, с возрастом 2000 млн. лет.

В целом архейские комплексы образуют ряд линейных структур, выступов, валов, обычно резко отграниченных от более молодых образований глубинными разломами.

Нижнепротерозойский структурный комплекс развит в южных и северных районах платформы, где он с резким угловым несогласием залегает на архейских гнейсах (рис. 53). В северной части платформы (к юго-востоку от г. Гуюань) нижнепротерозойская толща мощностью более 4000 м состоит из двуслюдистых гнейсов, мигматитов, кварцитов, кристаллических известняков, кварцевых крупногалечных конгломератов. Обычно они вмещают сравнительно крупные тела микроклиновых гранитов, в которых довольно много аплитовых жил. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. Возраст гранитов и аплитовых жил составляет 2000—1900 млн. лет.

В юго-восточной части платформы аналогичные образования перекрываются сланцевым комплексом среднего протерозоя. В южной части платформы, в горах Даненлин, вскрывается мощный (более 5000 м) комплекс пород, представленных мигматитами, биотитовыми, эпидот-биотитовыми гнейсами, которые вмещают гранитные тела, имеющие эрозионный контакт с толщами среднего протерозоя. Возраст гранитов 1950 млн. лет. Выходы этого комплекса известны также в восточной части хр. Лушань, где обнажается мощная (до 4000 м) толща, представленная кварцитами, гнейсами, мраморами.

Среднепротерозойский структурный комплекс наиболее изучен к северу от Лягуаня, где вскрывается мощная толща слюдистых и хлоритовых сланцев, сменяющихся в верхней части разреза филлитами.

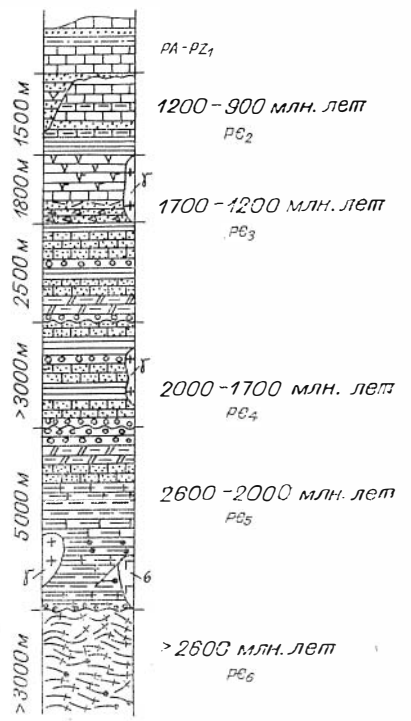


Рис. 53. Сводный стратиграфический разрез фундамента Южно-Китайской платформы. Усл. обозн. см. на рис. 52.

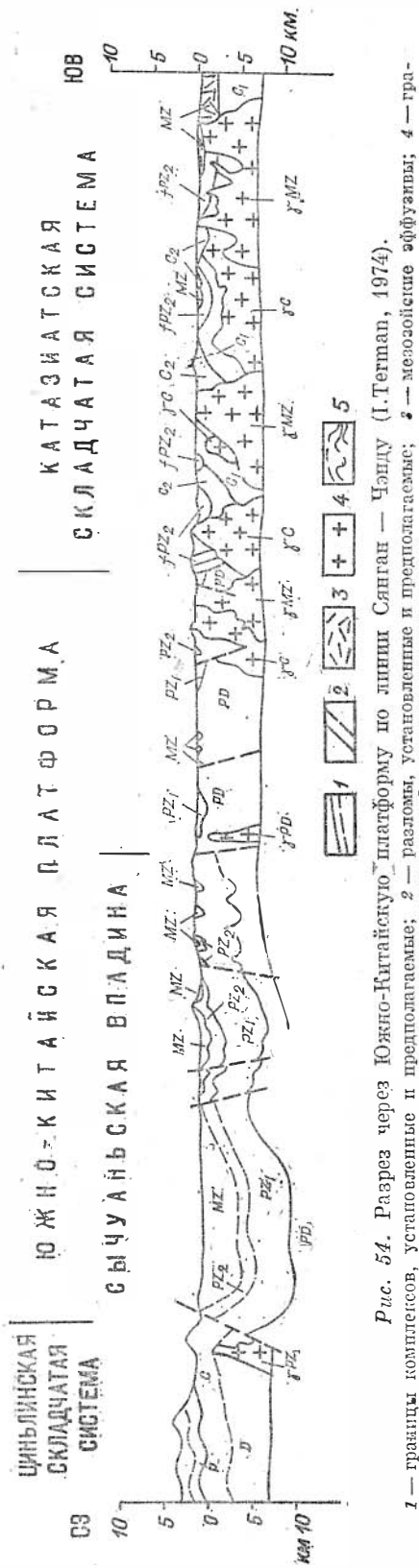


Рис. 54. Разрез через Южно-Китайскую платформу по линии Сянган — Чэнду (I.Terman, 1974).

1 — границы комплексов, установленные и предполагаемые; *2* — разломы, установленные и предполагаемые; *3* — мезозойские эффузивы; *4* — гранитоидные комплексы; *5* — складчатые комплексы.

Значительные выходы среднепротерозойских образований известны в южной части платформы (южные отроги хр. Наньлин). Они залегают на нижнепротерозойском комплексе и представлены толщами чередующихся кристаллических сланцев, кварцитов, филлитов, конгломератов, кремнистых пород, массивов гранитоидов (1800 —1950 млн. лет). Для комплекса характерны хорошо выраженные линейные складки, широкое развитие протяженных зон и поясов глубинных разломов, согласующихся с общим простиранием складчатых структур (рис. 54), широкое развитие гранитоидных интрузий.

По периферии среднепротерозойских комплексов выделяют «массивы», сложенные архейскими гнейсами. Последние в период среднепротерозойских складчатостей претерпели значительную структурную перестройку и метаморфизм, сопровождавшиеся возникновением гранитоидных пород.

Верхнепротерозойский структурный комплекс обнажен на значительной площади юго-восточных районов платформы. Он выделяется здесь как серия хуто или ее возрастные аналоги — серии ненли в провинции Гуанси, баянси в провинции Хуань, сицзянь в провинции Гуйчжоу, шуанцзяо, лушань и линьчуань в провинции Цзянси и др. Эти отложения очень сходны по составу и структурному положению и во многих районах распадаются на две толщи: нижнюю, преимущественно осадочную, и верхнюю, осадочно-вулканогенную. Нижняя (2500 м) сложена кремнистыми известняками, аспидными сланцами, кварцитами, филлитами, конгломератами. Она обычно подстилается кристаллическими породами нижнего протерозоя. Верхняя толща (1400 — 1800 м) связана постепенными переходами с нижней. В ее основании располагаются туфопесчаники, граувакки, филлиты, выше следуют карбонатные сланцы, известняки, покровы андезитов и базальтов. Обе толщи секутся небольшими телами гранитоидов, содержащих жилы аплитов. Возраст гранитоидов нижней толщи — 1600 — 1300 млн. лет, базальтов верхней толщи —1200—1000 млн. лет.

ТАРИМСКИЙ МАССИВ

Таримский массив, иногда описываемый в литературе как Таримская платформа, имеет вытянутую линзовидную форму. Длинная сторона протягивается вдоль 40-й параллели более чем на 1500 км, а короткая — с севера на юг у 82-го меридиана на 600 км. Южной границей служат варисцийские структуры Куньлуня, северной — палеозоиды Тянь-Шаня; на западе от Каракорума массив ограничен зоной глубинных разломов; восточная граница более условная, мы проводим ее по разломам, ограничивающим Северный Циляньшань и Западный Бейшань.

Морфологически Таримский массив представляет собой впадину, окруженную высочайшими горными хребтами Тянь-Шань и Куньлунь, отдельные вершины которых поднимаются более чем на 5000 м. Впадина, слегка наклоненная к северо-востоку, располагается на высоте 800—1400 м над уровнем моря. Большая часть ее занята пустыней Такла-Макан.

Особенность массива заключается в том, что его почти повсеместно окружают протяженные прогибы разной морфологии и возраста: на севере — Кельпинский (докембрийский), Кучарский (мезозойский), Куруктагский (палеозойский), на юге-- Яркендский (палеозойско-мезозойский). Мощность земной коры достигает 55—65 км.

Геологическое строение массива практически еще не изучено. Имеются сведения, что фундамент его образован архейскими и протерозойскими (добайкальскими) комплексами.

Архейский структурный комплекс вскрыт в западной и восточной частях массива. Наиболее крупные выступы фундамента наблюдаются в пределах Айхарского блока (платформенное поднятие, по В. М. Синицину и др.). Архейские складчатые комплексы представлены гнейсами, мигматитами, кварцитами, мраморами и амфиболитами. Мощность их более 6000 м. Аналогичные породы обнажены в складчатых поясах Куньлуня, Тянь-Шаня и Памира, окружающих массив, где их возраст дает цифры в пределах 2750—2400 млн. лет (Беляевский, 1974; Ли Пу, 1959), а мощность достигает 5000—6000 м.

Видимо, архейский комплекс Тарима характеризуется сложным двух- или трехъярусным строением, о чем свидетельствует несколько различный метаморфизм гнейсов, мигматитов, кварцитов и мраморов, а также несовпадение их ориентировок: широтных у гнейсов и мигматитов и северо-восточных у кварцитов и мраморов.

Нижнепротерозойский структурный комплекс известен в восточной части массива. Здесь обнажены гранито-гнейсы, мигматиты, кварцевые конгломераты и железистые кварциты; мощность не менее 7000 м. Взаимоотношения их с подстилающими и покрывающими породами неизвестны. Определения возраста по слюдам из пегматитовых жил показали 1900 млн. лет.

Средне-и верхнепротерозойский структурный комплекс известен в западной и северной частях массива, где представлен хлоритовыми, серицитовыми и слюдяными сланцами, образующими узкие напряженные складки северо-западного простирания, прорванные биотитовыми гранитами. Мощность комплекса не менее 2500 м.

СТРОЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКОГО ЧЕХЛА

Доступные нам сведения о структурно-вещественных комплексах докембрийского чехла Китайско-Корейской и Южно-Китайской платформ и Таримского массива ограничиваются публикациями 50-х и начала 60-х годов и детально проинтерпретированы в работах Б. М. Келлера и М. А. Семихатова (1968), М. А. Семихатова (1974), А. М. Смирнова и его соавторов (Докембрий..., 1973), Л. И. Салопа (1973) и в ряде других сводок. Поэтому

мы ограничиваемся весьма краткой справкой, основанной на перечисленных литературных источниках.

В пределах Китайско-Корейской платформы докембрийская часть чехла, выделяющегося в синийскую систему, наиболее полно представлена и изучена в Яньшаньском и Пхенанском прогибах. В разрезах Яньшаньского прогиба в окрестностях Пекина, согласно Гао Чжень-си и др. (Древнейшие породы..., 1962), синий состоит из трех частей, разделенных размывами. Нижняя часть представлена (снизу вверх) следующими свитами: 1) чанчен (650 м) — кварцевые и полевошпат-кварцевые кварцито-песчаники с прослоями и линзами конгломератов; они несогласно залегают на кристаллических породах серии утай и гранитизированных метапесчано-сланцевых и доломитовых породах серии хуто, возраст которых, судя по ряду проведенных М. А. Семихатовым (1974) сопоставлений и аналогий, превышает 1700—1800 млн. лет; 2) чуанлингоу (480 м) — черные углисто-глинистые сланцы с прослоями песчаников и известняков; 3) дахунюй (400 м) — кварциты, содержащие в верхней части горизонт андезитов, миндалекаменных трахибазальтов и туффитов; 4) гаоюйчжуан — (1300 м) — кварциты и сланцы в базальной части свиты, выше — кремнистые, частично строматолитовые известняки.

Средний синий залегает с размывом на породах свиты гаоюйчжуан. Он сложен следующими свитами: 1) янчжуан (400 м) — красные глинистые сланцы и аргиллиты; 2) умишань (от 1150 до 3000 м) — серые известняки с прослоями кремней; 3) хуншуйчжуан (80—200 м) — пестроцветные аргиллиты и песчаники; 4) теллин (350 м) — известняки кремнистые, в значительной части строматолитовые.

Верхний синий залегает с размывом на разных горизонтах телиньских известняков. Он состоит из свит: 1) сямалин (360 м) — углистые глинистые сланцы с прослоями гематитовых руд; вверх по разрезу сланцы переходят в косослоистые грубозернистые песчаники и кварциты; 2) цзынэрюй (150 м) — кремнистые известняки с пачкой пестрых глинистых сланцев в основании. Выше на отложениях синия с размывом располагается свита маньтоу, содержащая остатки редлихий, характерных для верхней части нижнего кембрия.

Приведенный разрез с теми или иными фациальными изменениями и выклиниванием отдельных толщ и свит, по-видимому, имеет широкое распространение в пределах значительной части Северо-Китайской платформы. Он коррелируется с разрезом синийских отложений КНДР, выделяемых в серию санвон. В современном срезе отложения этой серии сохранились в трех разобщенных прогибах — Хесан-Ривонском, Амноканском и Пхенанском (Семихатов, 1974). Подобно синию Яньшаньского прогиба серия санвон представлена мощной, трансгрессивно построенной толщей чередования песчано-сланцевых и карбонатных пород, формировавшихся в обширном морском эпиконтинентальном бассейне, распространившемся в рифее на обширную часть Китайско-Корейской платформы.

Для синийских отложений Яньшаньского прогиба известен ряд изотопных датировок по глауконитам, древнейшая из них, по-видимому, цифра 1162 млн. лет, полученная из нижней части нижнего синия провинции Хэнань; 1040 млн. лет получено из основания свиты гаоюйчжуан; 890 и 873 млн. лет устанавливается K-Ar методом по глаукониту из основания свиты цзинерюй. Однако последние два определения могут быть преувеличенными, поскольку значительная часть глауконита в пробах образовалась за счет более древних калиевых полевых шпатов (Докембрий..., 1973) или за счет кластогенного биотита (Семихатов, 1974).

В настоящее время большинство исследователей приходят к выводу о том, что максимальный возрастной предел нижней границы синия, т. е. начала формирования чехла на Китайско-Корейской платформе, фиксирующегося базальными горизонтами Яньшаньского прогиба (авлакогена), не выходит за рамки 1400 млн. лет. В этом случае в составе синийского чех-

ла отсутствует нижний рифей (Докембрий..., 1973; Семихатов, 1975) и под названием «синийская система» объединяются отложения среднего — верхнего рифея и венда.

Еще более высоким горизонтам рифея отвечают нижние горизонты синийских отложений Южно-Китайской платформы. Они известны в провинциях Гуйчжоу, Цзянси и Аньхой и наиболее изучены на южных склонах хр. Циньлинь. По данным, опубликованным А. М. Смирновым (Докембрий..., 1973) и основанным на работах Лю Хун-юня и Ша Цин-аня, здесь устанавливается следующий разрез: 1) нижняя свита лянто (260 м) — песчаники, глинистые сланцы и туфы; 2) свита наньто (60 — 100 м, но увеличивается до 300 м в провинции Гуйчжоу) — тиллиты, пестроцветные песчаники, глинистые сланцы и конгломераты; 3) свита доушаньто (200 м) — известняки и кремнистые сланцы с прослоями песчаников; 4) свита денъин (300—700м) — битуминозные известняки и доломиты со строматолитами.

Возраст глауконитов из песчаников свиты доушаньто по калий-аргоновым определениям 620—670 млн. лет. Это позволяет считать три верхние свиты вендскими, а нижнюю свиту лянто верхнерифейской (Келлер, Семихатов, 1968).

В пределах так называемой Кам-Юньнаньской оси (в восточной части провинции Юньнань) синийские отложения с размывов и несогласием залегают на метаморфическом комплексе кунъян (Региональная стратиграфия..., 1960). В основании разреза платформенного чехла залегает свита ченцзян (1300—2100 м). Она представлена в базальной части конгломератами или брекчиями, выше которых следуют пестроцветные аркозовые, часто косослоистые средне- и грубозернистые песчаники с линзами конгломератов. Разрез свиты венчается маломощным горизонтом тиллитов (Региональная стратиграфия..., 1960). Вышележащая свита нотошуань (400 м) состоит из песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с прослоями туфов и кремнистых пород. Она сопоставляется с упоминавшейся выше свитой лянто южного склона хр. Циньлин (Докембрий..., 1973). Далее следуют тиллиты свиты наньто (до 200 м), покрывающиеся мощной серией преимущественно карбонатных пород, параллелизуемых со свитами доушаньто и денъин.

В целом синийские отложения Южного Китая, по-видимому, соответствуют верхней половине стратотипического разреза синия в Яньшаньском прогибе и большинством исследователей относятся к верхнему рифею и венду.

Немногочисленные данные имеются по комплексу синийских отложений в районах, тяготеющих к Таримскому массиву. К их числу относятся известняковые и конгломерато-сланцевые толщи свит бейиси, терекеп и юкэньгол, развитые в приподнятых блоках активизированных платформенных структур Куруктага. Они включают в свой состав горизонты тиллитов (от первых десятков до 300 м), а их суммарная мощность достигает нескольких тысяч метров (Региональная стратиграфия..., 1960), т. е. по типу и мощностям эти отложения приближаются к образованиям докембрийского платформенного чехла восточных регионов Китая.

Глава II

ИНДИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Индийская платформа располагается на крайнем юге Евразии, охватывая всю территорию Индостанского полуострова, о. Шри Ланка и обширную Индо-Гангскую равнину. Большая часть платформы занята обнажающимися на поверхности складчатыми докембрийскими комплексами фундамента, слагающими Индостанский щит (Тектоническая карта Евразии, 1966).

В северной части платформы докембрийский кристаллический фундамент погружается по направлению к примыкающим складчатым сооружениям Альпийско-Гималайского пояса и перекрыт осадочным чехлом, мощность которого достигает 3—4 км. В пределах этой краевой части платформы известно несколько поперечных поднятий, разделяющих отдельные более или менее обособленные впадины (прогибы.)

В северной части платформы с запада на восток располагаются следующие крупнейшие структуры (Муратов, 1964; Хаин, 1974). Камбейская впадина (грабен), выполненная в значительной степени кайнозойскими осадочными толщами, представляет собой северное продолжение приокеанического прогиба (Хаин, 1974), соединяющегося на севере с Синд-Пенджабским перикратонным прогибом, называемым также Тарской синеклизой или Тарским склоном платформы (Воскресенский и др., 1971) и Раджастанским шельфом (Матур, Эванс, 1966). Этот прогиб примыкает к Киртар-Сулейманскому альпийскому складчатому сооружению. Синд-Пенджабский прогиб разделяется на части тремя поперечными поднятиями — Нагар-Паркарским (южным), Саккарским и Саргодийским (северным).

С востока Синд-Пенджабский прогиб отделен крупным поперечным подпятием от Предгималайского краевого альпийского прогиба. Этот предгорный прогиб, очевидно, располагается на месте более древнего перикратонного прогиба северо-восточного Пригималайского склона платформы.

Предгималайский прогиб ограничен на юго-востоке Рангпурской седловиной, соединяющей Индостанский щит с Шиллонгским массивом. Далее к востоку от Рангпурской седловины располагается Западно-Бенгальский перикратонный прогиб, примыкающий к собственно Бенгальскому (Предараканскому) альпийскому краевому прогибу (Хаин, 1974).

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА ИНДИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Древние комплексы кристаллического фундамента обнажаются на значительных пространствах Индостанского щита, а также в пределах обособленного Шиллонгского массива (рис. 55). На большей, главным образом южной, части щита развиты древнейшие — архейские, и, возможно, катархейские комплексы. Более молодые — протерозойские — комплексы слагают фундамент северо-западной части щита, обнажаясь в пределах Араваллийско-Делийского складчатого пояса и линеамента Нармада-Сон.

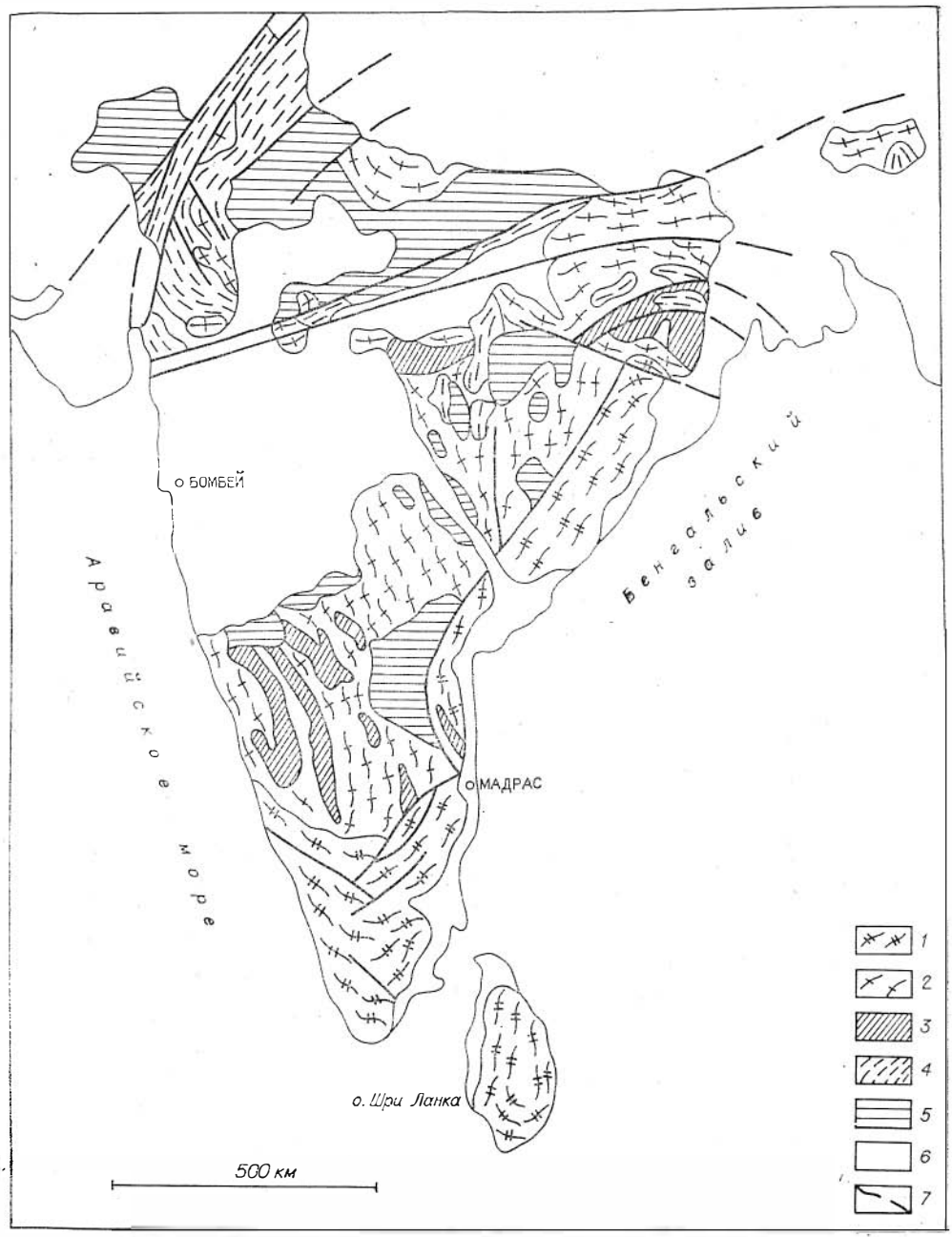


Рис. 55. Схема распространения докембрийских комплексов фундамента Индийской платформы.

1, 2 — додарварский (нижнеархейский) комплекс (*1* — чарнокитовый пояс линейных структур, гнейсовых куполов и чашеобразных синклиналей, *2* — овоидные структуры гранито-гнейсовой серии); *3* — дарварский (верхнеархейский) комплекс линейных структур зеленокаменных поясов; *4* — араваллийско-делийский (нижне-среднепротерозойский) комплекс линейных и брахиформных структур складчатого пояса и авлакогенов; *5* — докембрийские комплексы платформенного чехла; *6* — фанерозойские комплексы платформенного чехла; *7* — крупнейшие зоны разломов.

Местами в пределах щита породы фундамента перекрыты платформенным чехлом, состоящим из рифейских и фанерозойских толщ. Эти толщи выполняют две крупные отрицательные структуры (Виндийскую синеклизу и Деканскую амфиклизу) и несколько более мелких впадин, частично грабенообразных (авлакогенов) — Куддапа, Чаттисгарх, Годовари, Маханади. Кроме них, в пределах Индостанского щита известны также приокеа-

нические прогибы (Хаин, 1974). На западном побережье Индостана к таким структурам принадлежат грабен Камбейского залива и Малабарский прогиб, занимающий узкую прибрежную полосу в штате Керала. На восточном побережье располагается Коромандельский периокеанический прогиб, осложненный к югу от устья р. Годовари грабеном Полкского пролива, отделяющего Индостан от о. Шри Ланка.

Складчатые образования кристаллического фундамента Индийской платформы могут быть разделены на три крупных комплекса: додарварский, дарварский и араваллийско-делийский.

Додарварский комплекс

Наиболее древние образования фундамента Индийской платформы, имеющие возраст более 3 млрд. лет, объединяются в додарварский комплекс (Моралев, Перфильев, 1972). Этот комплекс является полиметаморфическим и гетерогенным по своей природе. В его составе, кроме действительно древнейших метаморфизованных вулканогенных, осадочных и интрузивных пород, большую роль играют палингенно-метасоматические гранито-мигматитовые образования более поздних эпох наложенного метаморфизма и гранитообразования. Тем не менее в составе додарварского комплекса обособляется по крайней мере три серии метаморфических пород, очевидно, отвечающие трем крупным стратиграфическим подразделениям.

В Южной Индии наиболее древней является пестрая по составу толща биотитовых, пироксеновых и роговообманковых гнейсов с прослоями кварцитов, мраморов и кальцифиров (Narayanaswami, Purna Lakshmi, 1967). В ее составе местами отмечаются амфиболиты, железистые кварциты и пироксеновые гранулиты, а также хлоритовые, тальк-хлоритовые, хлорит-актинолитовые и тальковые сланцы, представляющие диафториты. Толща имеет довольно значительное распространение на крайнем юге Индостана в районах Тутыкарин и Салем. В пределах Салема выше по разрезу залегает пестрая по составу средняя толща, вмещающая наиболее мощные пласты и пачки магнетитовых кварцитов. Благодаря своей насыщенности железистыми кварцитами она хорошо фиксируется на картах магнитного поля, что позволяет выделять ее в качестве характерной «геофизической единицы» — «формации годумалаи» или «серии салем» (Vogelsang, 1972). Более высокое стратиграфическое положение средней толщи по отношению к нижней толще биотитовых и основных гнейсов доказывается структурными соотношениями — серия салем залегает в центральных частях вытянутых или чашеобразных синклинальных складок, ко многим из них приурочены железорудные месторождения, которые исследовались геофизическими методами и бурением. В качестве примера может быть названо месторождение Канджамалаи, где пласты железистых кварцитов серии салем смяты в простую синклинальную складку с углами наклона крыльев 50—60° (Кришнан, 1955).

В составе средней толщи кроме характерных для нее магнетитовых кварцитов и амфиболитов отмечаются пироксеновые, главным образом гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы (гранулиты), пироксен-роговообманковые и гранат-биотитовые гнейсы (лептиниты), а также графит- и силлиманитсодержащие гнейсы и кварциты (кондалиты). Метаморфические породы средней и нижней толщ часто ассоциируют с чарнокитами (гиперстенсодержащими гранитами).

Взаимоотношения средней и вышележащей толщи додарварского комплекса менее четки, так как в большинстве случаев на юге Индостана контакты между ними являются тектоническими. Полагают, что на серии салем залегает верхняя толща биотитовых, гранат-биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов и мигматитов с резко подчиненными прослоями (линзами) других метаморфических пород. Эта толща обычно контактирует с

дарварскими породами и в наибольшей степени мигматизирована и прорвана гранитами последарварского возраста, хотя изредка в пределах областей ее распространения наблюдаются и интрузии чарнокитовых гранитов (Моралев, Перфильев, 1972).

Общая мощность додарварского комплекса в Южной Индии оценивается не менее чем в 6000—8000 м.

В пределах Восточных Гат наиболее широко развиты образования кондалитовой (и чарнокитовой) серии и ее аналогов—гнейсов Безвода, Кайлаза и др. Кондалитовая серия слагается породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций и представленными биотитовыми и пироксеновыми гнейсами, амфиболитами, высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами, кварцитами, гранатовыми кварцитами, кальцифирами, мраморами. Среди кристаллических сланцев наиболее распространены кварц-гранат-силлиманитовые разности, часто графитсодержащие, которые известны под названием «кондалиты». В некоторых районах в составе серии известны метаморфизованные марганецсодержащие породы — гондиты и кодуриты. Для кондалитовой серии характерны тесная ассоциация с байладильской железорудной серией, сложенной амфиболитами, кварцитами, магнетит-гематитовыми кварцитами, амфибол-кварцевыми и слюдяными гнейсами. Взаимное стратиграфическое положение этих двух серий не вполне выяснено. Некоторые авторы (Crookshank, 1963; и др.) предположительно помещают кондалитовую серию выше байладильской; большинство геологов полагает, что байладильская серия залегает выше или отвечает верхним горизонтам кондалитовой (Krishnan, 1968). Однако, даже принимая неопределенность стратиграфических взаимоотношений названных серий, они вместе формируют достаточно характерную толщу глубоко метаморфизованных образований, весьма сходную по составу с описанной выше средней толщей додарварского комплекса юга Индостана. С кондалитовой и байладильской сериями тесно ассоциируют чарнокитовые граниты, рассматриваемые как интрузивные палингенные породы, имеющие рвущие или метасоматические контакты с основными параметаморфитами.

Вопрос о взаимоотношениях чарнокитовых гранитов со стратифицированными метаморфическими породами кондалитовой и байладильской серий Восточных Гат имеет длительную историю. Так же как и на юге Индостана в районе Мадраса — типичном районе развития чарнокитов, орто- и параметаморфические породы объединялись и рассматривались в качестве или чарнокитовой серии (Pascoe, 1965), или магматического чарнокитового комплекса (Subramaniam, 1967). Лишь в последнее десятилетие в результате детальных петрологических и геохронологических исследований выявились критерии, позволяющие различать орто- и паракомпоненты гетерогенных чарнокитовых комплексов, а также породы метасоматического генезиса, имеющие промежуточный состав (Равич, 1966). Характерные крайние случаи сложных взаимоотношений чарнокитовых гранитов (кислых чарнокитов и гранито-гнейсов) с параметаморфитами основного состава (основными чарнокитами), в разной степени измененными под воздействием гранитов (с образованием разностей переходного состава), приведены в работе С. Бхаттачарья по одному из районов Восточных Гат (Bhattacharyya, 1972). Можно видеть, что основные чарнокиты (параметаморфиты) образуют как типичные ксенолиты, так и слоистые скиалитоподобные реликты среди чарнокитовых гранитов.

Стратиграфически ниже кондалитовой и байладильской серий располагается толща гнейсов и сланцев (серии сукма и бенгпальская), характеризующаяся матаморфизмом в условиях гранулитовой фации. В составе этой толщи преобладают пестрые по составу роговообманковые, гранат-роговообманковые и биотит-роговообманковые гнейсы, пироксеновые гнейсы (гранулиты), а также силлиманит- и андалузитсодержащие гнейсы и магнетитовые кварциты.

На существование пестрой по составу гранито-гнейсовой толщи, залегающей стратиграфически ниже чарнокитовой и кондалитовой серий Восточных Гат, позднее указывал А. Срирамадас (Sriramadas, 1967).

Метаморфических комплексов, непосредственно перекрывающих кондалитовую серию (кроме серии покал верхнего докембрия) в пределах собственно Восточных Гат, не известно. По тектоническому контакту с кондалитами и породами нижележащей гнейсовой толщи соприкасаются серые и розовые гнейсы и граниты (карнактикские гнейсы). Этот гнейсовый комплекс непрерывно прослеживается отсюда к району Хайдарабада, соединяясь, таким образом, с образованиями верхней толщи додарварского комплекса Южной Индии. Описываемые для этих районов взаимоотношения широко развитых здесь серых и розовых гранито-гнейсов оказываются идентичными тем, которые установлены для крайнего юга Индостана. Так называемые «серые» гранито-гнейсы представляют собой более древние породы и, видимо, являются скиалитами мигматитов собственно додарварского комплекса, тогда как «розовые» граниты — более поздние образования и, видимо, могут связываться с последарварскими (клосепетскими) гранитоидами (Krishnan, 1968).

К додарварскому комплексу южной части Индостанского щита принадлежат также метаморфические толщи о. Шри Ланка. Общая схема расчленения этих образований представляется в следующем виде.

Наиболее древней является гнейсовая серия виджаян (Katz, 1971). К ней же принадлежат бидские гнейсы юго-восточного побережья и ваннийские гнейсы северо-западной части острова. Выше залегает толща кондалитов, гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями мраморов и железистых кварцитов, объединяемая в серию хайлэнд (Cooray, 1962, 1967). Гнейсы и мигматиты юго-западной части острова в последнее время стали рассматриваться как аналоги серии хайлэнд (Katz, 1971), хотя нельзя исключить их возможную принадлежность к более древней гнейсовой толще. Метаморфические породы серии хайлэнд совместно с нижележащими толщами формируют крупную синклинорную структуру, в центральной части которой залегают гнейсы Кадуканава, очевидно, представляющие собой нижние горизонты третьей, самой верхней, толщи додарварского комплекса (Krishnan, 1968).

Намеченная трехчленная схема стратиграфического расчленения додарварского комплекса о. Шри Ланка оказывается весьма близкой схеме строения этого комплекса на юге Индостана и в Восточных Гатах, что свидетельствует о возможности их корреляции (табл. 13) и о тектоническом единстве самого комплекса (Моралев, Перфильев, 1972), Л. П. Салоп (1966) предложил назвать его индостанским.

В северной части Индостанского щита к додарварскому комплексу относятся гранито-гнейсы, слагающие Бандельканский выступ, а также

Таблица 13

Схема корреляции разрезов додарварского комплекса

Серия	Южная часть п-ова Индостан	Восточные Гаты	о. Шри Ланка
Верхняя	Толща биотитовых, гранат-биотитовых, биотит-роговообманковых гнейсов и мигматитов	Карнактикские гнейсы	Гнейсы Кадуканава
Средняя	Серия салем	Кондалитовая и байладильская серии	Серия хайлэнд
Нижняя	Биотитовые, пироксеновые и амфиболовые гнейсы, мраморы, кварциты	Бенгпальская и сукма серии	Серия виджаян

Сингбумский блок и плато Шиллонг. Кроме того, аналогичные породы известны в Араваллийском поясе и зоне Нармада-Сон.

Здесь додарварский комплекс представлен, видимо, лишь верхней толщей монотонных гнейсов. Такие характерные породы, как чарнокитовые гнейсы и кондалиты, здесь не установлены. Например, серия древнего метаморфизма сингбума состоит из амфиболовых сланцев, кварцитов, гнейсов, гранито-гнейсов и мигматитов. Сходный состав пород имеет комплекс гнейсов Бандельканда, домские гнейсы Нармада-Сонской зоны, полосчатые гнейсы Араваллийско-Делийского складчатого пояса.

Породы додарварского комплекса повсеместно представляют собой полиметаморфические образования. Для метаморфических пород двух нижних толщ установлены минеральные ассоциации гранулитовой фации, которые, однако, во многих случаях являются реликтовыми и замещаются минералами амфиболитовой фации. Появление последних связывается с широким развитием процессов гранитизации в более поздние тектонические эпохи, особенно в последарварскую эпоху, датируемую 2600—2300 млн. лет. В некоторых тектонических зонах наблюдается наложение еще более поздних (рифейских и раннепалеозойских) процессов стрессового метаморфизма дистен-силлиманитового типа или гидротермально-метасоматических преобразований (мусковитизации, сульфидизации и др.). Из пород активизированных зон получены многочисленные заниженные («омоложенные») величины абсолютного возраста (Колотухина и др., 1975).

В породах верхней серии додарварского комплекса минеральные ассоциации гранулитовой фации не встречены, возможно в связи с тем, что для нее характерно наиболее интенсивное проявление процессов мигматизации и гранитизации. Региональное развитие здесь получили породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации.

Первичный состав пород додарварского комплекса отвечает группе пород габброидно-базальтоидного состава, а также группе хорошо дифференцированных осадочных пород (типа аркозовых или олигомиктовых песчаников) и группе гранитоидов. Для верхней серии додарварского комплекса наиболее интенсивно гранитизированной, вероятна преобладающая роль первично-осадочных пород песчано-глинистого состава, близко совпадающих на диаграмме с полем аркозовых песчаников (Divakara Rao e. a., 1974). Однако для амфиболовых гнейсов и амфиболитов этой части разреза может предполагаться образование за счет базальтов или вулканогенно-осадочных пород (туфов, граувакк) основного состава. Результаты петрографических исследований амфиболитов комплекса полосчатых гнейсов (штат Гуджарат) свидетельствуют о происхождении части амфиболовых пород из карбонатных осадков, а другой части — за счет метаморфизма магматических пород основного состава. Для последних характерны высокие содержания титана и алюминия, обилие сфена, наличие реликтовых субофитовых структур. Для параамфиболитов указываются пониженные содержания титана и алюминия и повышенные — кремнезема, магния и кальция (Narayana, 1974). Таким образом, для верхней серии додарварского комплекса наиболее вероятен вулканогенно-осадочный состав отложений до метаморфизма, с преобладанием осадочных (терригенных и глинистых) пород.

Более сложно обстоит дело с выяснением первичной природы двух нижних (чарнокитовых) серий додарварского комплекса. Для первичных пород этих серий приходится предполагать преимущественно базальтоидный состав. Однако не вызывает сомнений первично-осадочная природа мраморов, железистых кварцитов, графитовых и высокоглиноземистых гнейсов, характерных для отложений двух нижних серий додарварского комплекса.

Так, особенности химического состава некоторых кремнисто-кальциевых пород (кальцифиров) кондалитовой серии Восточных Гат позволили показать их происхождение из глинисто-карбонатных осадков. При метаморфизме и гранитизации эти породы были превращены в различные диоп-

сидовые (со скаполитом, бронзит-гиперстеном, волластонитом, гранатом и другими минералами) гнейсы, тесно ассоциирующие с гиперстеновыми гранулитами и чарнокитовыми гранитами (Sastry, Mutry, 1969). В образцах графитовых гнейсов из нижней серии додарварского комплекса юга Индостана (район Мадурай, месторождение Сиваганга) удалось обнаружить микрофоссилии, сходные с древнейшими органическими остатками, известными из отложений серии фиг-три раннеархейской формации свазиленд в Южной Африке (Лопухин, Моралев, 1973), что, несомненно, подтверждает осадочную первичную природу исследованных пород. Для высокоглиноземистых графитсодержащих пород (лептинитов), характерных для нижней толщи додарварского комплекса, может предполагаться образование их из глинистых осадков, формировавшихся путем переотложения продуктов древних кор выветривания. Наконец, как показал В. В. Закруткин (1975), для части основных параметаморфитов чарнокитовых серий наиболее вероятно образование за счет глинисто-карбонатных осадочных пород.

Тем не менее в целом роль пород первично-осадочной природы в составе двух нижних серий додарварского комплекса относительно невелика. По подсчетам В. В. Закруткина (1975), более трети метаморфических пород основного состава в чарнокитовых сериях имеет магматическую природу, а для второй трети первичная природа не может быть определена по химическим параметрам; следовательно, для них может предполагаться как осадочный, так и магматический генезис. На приведенной им диаграмме видно, что если исключить группу палингенных гранитоидных пород, преобладающая часть точек отвечает породам габбро-базальтового ряда, вероятно, включающим незрелые граувакки, туфогенные или вулканомиктовые отложения.

Изучение распределения элементов-примесей в амфиболитах нижней серии додарварского комплекса Восточных Гат показало, что содержание и распределение ванадия, меди, хрома, кобальта и никеля в этих породах аналогично наблюдающемуся в магматических породах базальтового состава (Reddy, 1972). Такие же выводы получены и по результатам определения содержаний и распределения породообразующих элементов в гранулитах и амфиболитах. Совпадение составов метаморфических пород с трендом магматических пород на диаграмме Б. Лика рассматривается как доказательство их происхождения за счет преобразования базальтов, долеритов или габбро (Subbarao, 1971). Среди метабазальтов додарварского комплекса Индии установлено также присутствие пород со значениями отношения $CaO/Al_2O_3 > 1$, характерного для коматиитов, впервые описанных из серии свазиленд в Южной Африке (Viswmanathan, 1975). Коматииты считаются породами, характерными для архейских образований, образующимися в специфической тектонической обстановке раннего докембрия из магм основного и ультраосновного состава, генерированных на небольшой глубине при высокой степени частичного плавления вещества мантии (Brooks, Hart, 1974; Cawthorn, Strong, 1974).

Нахождение в гальках конгломератов дарварского комплекса гранитов и метаморфических пород свидетельствует о том, что вулканогенно-осадочные толщи додарварского комплекса подвергались метаморфизму и гранитизации ранее 2900—3000 млн. лет. (Viswanathan, 1975).

Для складчатых дислокаций додарварского комплекса, слагающего бо́льшую часть территории Индостанского щита, характерно сочетание крупных, часто нарушенных, нелинейных (овоидных) структурных форм с линейными складчатыми зонами.

Нелинейные структуры первого типа наиболее характерны для области распространения верхней серии комплекса, где они представлены гнейсовыми куполами различного размера. Линейные складки, сочетающиеся с округлыми чашеобразными синклиналями, более характерны для поясов распространения двух нижних серий. Различие складчатых форм нижней

и верхней частей додарварского комплекса, наряду со спецификой формационной природы двух нижних серий, позволило наметить возможность выделения двух типов структурных областей раннего докембрия — одного, отвечающего крупным нелинейным структурам типа сложных складчатых гнейсовых овалов, и второго, отвечающего линейной зоне чарнокитового пояса (Долгинов и др., 1973).

Возраст додарварского комплекса определяется как раннеархейский на основании геологических данных и изотопных определений. Геологические наблюдения, свидетельствующие о более древнем возрасте комплекса по отношению к дарварскому, сводятся к следующему. Во-первых, это синклинорный характер структур, выполненных отложениями дарварского комплекса, что позволяет предполагать более древний возраст метаморфических пород, слагающих разделяющие положительные структуры. Во-вторых, изучение состава галек конгломератов дарварского комплекса показывает присутствие среди них пород, характерных для додарварского комплекса (серые гнейсо-граниты, тоналиты и мигматиты) (Салоп, 1966; Sreenivas, Srinivasan, 1968; Radhakrishna, 1974).

Радиологические определения возраста пород додарварского комплекса показывают значения, близкие или превышающие 3 млрд. лет. Так, возраст древнейших гнейсов Южной Индии определяется в 3065 ± ± 75 млн. лет, чарнокитов района Сатнур — 3100 млн. лет, гранито-гнейсов различных районов штата Карнатакэ — от 2920 ± 100 млн. лет (Crawford, 1969; Radhakrishna, 1974). Все приведенные определения выполнены рубидий-стронциевым изохронным методом и тем не менее, вероятно, не отвечают времени образования первичных отложений. Наиболее древний возраст (тем же рубидий-стронциевым методом) получен для гальки гранито-гнейсов из конгломератов дарварского комплекса и составляет 3250 ± 150 млн. лет (Venkatasubramanian, Narayanaswamy, 1974). Вероятно, вполне обоснованны представления ряда исследователей, что чарнокитовые толщи додарварского комплекса отвечают древнейшим горизонтам первичной континентальной коры и они могут иметь столь же древний возраст (более 3500 млн. лет), как аналогичные образования Антарктиды и Гренландии (Radhakrishna, 1974). Для пород фундамента Индийской платформы такие датировки, однако, пока не получены, в связи с чем вопрос о присутствии здесь катархейских образований остается открытым.

Многочисленные определения возраста пород додарварского комплекса, выполненные калий-аргоновым методом, как правило, дают более молодые значения от 2500 до 2900 млн. лет. Можно указать также на определения рубидий-стронциевым изохронным методом для различных гранитоидов (в том числе чарнокитовых гранитов), показавших близкие значения 2490—2615 млн. лет (Crawford, 1969). Очевидно, что эти цифры отражают время проявления последующих процессов метаморфизма и гранитизации и доказывают гетерогенность образований, объединяемых в настоящее время в додарварский комплекс.

Дарварский комплекс

Отложения дарварского комплекса впервые были выделены в южной части Индостанского щита. Здесь к нему относятся отложения «системы» Дарвар. Последняя слагает в пределах штата Карнатака (бывший Майсур) несколько узких синклинорных структур и крутопадающих моноклинальных чешуй, располагающихся среди обширных полей гнейсов и гранито-гнейсов. В северо-западном направлении «зеленокаменные пояса» дарварского комплекса сначала несколько расширяются, а затем скрываются, погружаясь под позднедокембрийские отложения южной окраины Деканской синеклизы.

«Система» Дарвар была выделена Футом на территории штата Карнатака в 1876 г. Стратотипическим разрезом этого комплекса, впервые составленным на примере сланцевого комплекса шимога-дарвар, является схема расчленения Рама Рао, предложенная им в 1940 г. Этот обобщенный разрез нормальной последовательности отложений дарварского комплекса и по сей день принимается индийскими геологами почти без изменений. Позднее были разработаны более детализированные схемы расчленения дарварских отложений, предусматривающие разделение комплекса на пять серий. Наиболее полный обзор имеющихся схем, приведенный в сводке Р. Сринивасана и Б. Л. Сринивасa (Srinivasan, Sreenivas, 1972), показывает, однако, что схема Рама Рао в основном сохраняет свое значение и по сей день. Это тем более справедливо, что на геологических картах территории штата Карнатака не выделяются даже серии, намеченные Рама Рао. Обычно раздельно картируются только отложения нижней серии и двух верхних, объединенных. Необходимо также указать, что полный разрез дарварского комплекса не наблюдается ни в одном из «зеленокаменных поясов», в связи с чем общая схема расчленения составлена путем сопоставления частных пространственно разобщенных разрезов.

Общее строение разреза дарварского комплекса, согласно схеме Рама Рао, представляется следующим.

Нижний дарвар: 1) плотные зелепокаменные породы и зеленые сланцы, слюдистые или известковистые хлоритовые сланцы, основные и средние лавы, переслаивающиеся с туфами; 2) кислые и средние лавы (риолиты, кератофиры и др.), переслаивающиеся с туфами и аргиллитами; 3) кварцевые порфиры, фельзиты и их сланцевые разновидности.

Средний дарвар (хосурская серия): 1) конгломераты (с галькой кварцитов и кварцевых порфиров), гравелиты и граувакки; 2) серицитизированные гравелиты и кварциты с крупными зернами опаловидного кварца; 3) серые и зеленоватые филлиты и хлоритовые сланцы; 4) известняки, доломиты и кремнистые известняки; 5) полосчатые гематитовые кварциты.

Верхний дарвар (сулекерская серия): 1) конгломераты, содержащие гальку гранитов, железистых кварцитов, кристаллических сланцев; 2) кварциты; 3) аргиллиты, известковистые алевролиты и тонкозернистые кварциты с мелкими зернами опаловидного кварца; 4) рыхлые железистые породы и слюдистые железистые гравелиты, переслаивающиеся со слоями известняка; 5) железистые кварциты и кремнистые железистые сланцы с тонкими прослоями аргиллитов и вулканического пепла.

Согласно новым, уточненным, данным, в составе нижней (бабабуданской) серии известны также золотосодержащие конгломераты, кварциты и магнетитовые кварциты. Выше выделяется серия додгуни, отвечающая по составу отложениям среднего и верхнего дарвара схемы Рама Рао. Здесь преобладают кварциты, конгломераты, филлиты и хлоритовые сланцы, известняки. Далее вверх по разрезу выделяется серия серых базальтов (траппов) и серия ранибеннур, совместно представляющие мощную толщу в разной степени метаморфизованных базальтов, граувакк, полимиктовых конгломератов, железистых и пиритсодержащих кварцитов, кератофиров. Наконец, в качестве пятой (верхней) серии гуддадарангаванахалли выделяется толща красноцветных железистых песчаников, глинистых сланцев, аргиллитов (Srinivasan, Sreenivas, 1972).

Сопоставление этих двух схем показывает, что, хотя схема Рама Рао подвергалась существенной детализации, главным образом в отношении верхней половины сводного разреза, общие черты строения комплекса были отражены в ней правильно.

Отложения дарварского комплекса в целом представляют собой типичную формацию «зеленокаменных поясов», в основном сложенную базальтоидами и граувакками, в которой вверх по разрезу увеличивается роль терригенных осадочных пород, сравниваемых с породами молассовых комплексов. Для базальтов дарвара доказана принадлежность к толеито-

вым (океаническим) разностям с характерной подушечной или столбчатой отдельностью (Srinivasan, Sreenivas, 1971).

Среди метабазальтов дарварского комплекса Южной Индии установлено присутствие базальтовых коматиитов (Viswanathan, 1974), обнаруженных в пределах Коларского зеленокаменного пояса.

Для наиболее крупных поясов дарварского комплекса на основе анализа структуры и состава конгломератов и других осадочных пород (в частности, Читалдругского пояса) показано симметричное распределение шельфовых фаций, свидетельствующее об образовании вулканогенно-осадочных накоплений в изолированных (троговых) прогибах (Srinivasan, Sreenivas, 1968). При этом наличие в конгломератах галек гранито-гнейсов (тоналитов), обломочного циркона и пирита показывает, что размыву подвергались более древние образования базитового состава, гранитизированные и регионально метаморфизованные.

Породы дарварского комплекса южной части Индостанского щита метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Увеличение степени метаморфизма наблюдается в южном и восточном направлениях. Так, в районе Неллура, в пределах крайнего восточного пояса отложений дарварского комплекса, слабо метаморфизованные породы исчезают совсем, и весь пояс сложен амфиболовыми и биотитовыми кристаллическими сланцами, кварцитами и амфиболитами, метаморфизованными в условиях альмандин-амфиболитовой фации.

Отложения дарварского комплекса в южной части щита слагают протяженные линейные пояса, сходные с известными в пределах многих древних платформ. В структурном отношении эти пояса представляют собой моноклинально падающие «чешуи» или узкие сжатые линейные синклинорные складки субмеридионального простирания, осложненные мелкими складками более высоких порядков, а также поперечными (диагональными) складками. Крылья синклинорных складок, особенно восточные, почти везде оборваны продольными нарушениями типа взбросов, обычно залеченными более молодыми гранитами, в связи с чем в современной структуре они чаще всего представляются крутыми моноклиналями.

В северной и центральной частях Индостанского щита отложения, относимые к дарварскому комплексу, известны в двух районах — в Сингбуме и в Центральных провинциях (горы Сатпура). В Сингбуме толщи пород дарварского комплекса выполняют сложную синклинорную структуру, вытянутую в широтном направлении. К рассматриваемому комплексу здесь относится железорудная серия, в основании которой залегают базальные конгломераты и песчаники, сменяющиеся выше по разрезу слабо метаморфизованными лавами основного состава (среди которых известны базальтовые коматииты), кремнистыми, слюдистыми и амфиболовыми сланцами нижнего горизонта, рудной пачкой слоистых железистых кварцитов и, наконец, верхним горизонтом слюдистых сланцев и пирокластических пород. Отложения железорудной серии залегают с несогласием на породах, относящихся к додарварскому комплексу. Определения возраста пород железорудной серии, выполненные калий-аргоновым методом по образцам пород и мусковиту, дают значения около 2500 млн. лет (Sarkar e. a., 1969).

К дарварскому комплексу принадлежат также отложения гангпурской серии, сходные по составу с железорудной, но отличающиеся преобладанием метапелитовых образований и содержащие прослои мраморов и марганценосных пород (гондитов). Породы гангпурской серии обнажаются к западу от синклинория Сингбум и слагают вытянутую в субширотном направлении антиклинорную структуру.

В центральной части Индостана (штат Мадхья Прадеш) к дарварскому комплексу, видимо, принадлежит саусарская серия, известная как главнейшая марганценосная толща докембрия Индии (Моралев, Перфильев, 1970). Отнесение этой серии к дарварскому комплексу основывается на сходстве ее состава с отложениями гангпурской серии Сингбума. Извест-

ные определения возраста пород саусарской серии калий-аргоновым методом (по мусковиту) дают, видимо, заниженные значения (1340 и 864—996 млн. лет), очевидно, отвечающие эпохам активизации (Амгаонская и Саусарская эпохи эпиплатформенного орогенеза), когда в зоне линеамента Нармада-Сон и Сатпурских гор породы фундамента подверглись наложенному метаморфизму и радиологическому «омоложению» (Sarkar e. a., 1967).

Отложения саусарской серии выполняют широтную синклинорную структуру и представлены пестрой слоистой толщей роговообманковых и биотитовых, часто гранатсодержащих гнейсов, хлоритовых и мусковит-биотитовых сланцев с пачками кварцитов, амфиболитов, доломитовых мраморов, кальцифиров и марганцевых пород (Pascoe, 1965). К этому же комплексу, очевидно, принадлежит толща пород серии сонавани, сходная по составу и коррелируемая с саусарской серией (Krishnan, 1968).

Вместе с тем необходимо отметить, что отложения дарварского комплекса центральной части Индостанского щита специфичны по своей формационной природе. Резкое преобладание здесь метапелитовых, метапсаммитовых, карбонатных, кремнистых и марганцевистых осадочных пород позволяет рассматривать отложения саусарской и гангпурской серий как миогеосинклинальные формации (Рой, 1972). Вероятно, их можно считать своеобразными аналогами отдаленно-кремнистой марганценосной формации.

Существенно иначе обстоит дело с определением формационной природы отложений дарварского комплекса южной и восточной частей Индостанского щита. Здесь в строении разреза комплекса главную роль играют метавулканические и метаосадочные породы. Отложения дарвара являются главнейшей железорудной формацией Индийской платформы (Pichamuthu, 1974). Аналогичные выводы о составе комплекса получены путем исследования химизма амфиболитов (Satyanarayana e. a., 1974).

Исследования метавулканитов дарварского комплекса показывают их принадлежность к океаническим толеитам, толеитам островных дуг и андезитам, т. е. к типичной известково-щелочной серии (Sreenivas, Srinivasan, 1974).

Среди метабазальтов установлено присутствие базальтовых коматиитов, представителей подводных излияний магнезиальных низкоглиноземистых основных лав, характерных для архейских зеленокаменных поясов. Эти породы описаны из отложений дарварского комплекса Южной Индии (Коларского и Нугихалли) и железорудной серии Сингбума (Viswanathan, 1974).

Приведенные данные позволяют рассматривать отложения дарварского комплекса как вулканогенно-осадочную формацию троговых прогибов, обладающую признаками океанических островодужных ассоциаций. Геосинклинальная природа комплекса подтверждается данными о проявлениях интрузивного магматизма этого времени.

С отложениями дарварского комплекса ассоциируют тела ультраосновных и основных пород. Массивы базитов и гипербазитов обычно локализуются в краевых частях зеленокаменных поясов, образуя линзовидные субсогласные тела, типичные для офиолитовых комплексов. С гипербазитами связаны многочисленные мелкие месторождения хромитов, асбеста и талька штата Карнатака. В Сингбуме линзовидные массивы хромитоносных серпентинизированных перидотитов и саксонитов известны среди отложений железорудной серии дарварского комплекса. В пределах штата Тамилнаду гипербазиты входят в состав гетерогенных (полихронных) массивов и подвергаются метасоматическим преобразованиям в связи с внедрением более поздних интрузий сиенитов и формированием карбонатитов (Моралев и др., 1975; Borodin e. a., 1971).

Более широко распространены гранитоиды, прорывающие дарварский комплекс. Они образуют как крупные интрузивные массивы (сингбумские, клосепетские граниты и др.), так и многочисленные мелкие и крупные миг-

мо-плутоны, иногда образующие мигматиты по породам Дарвара. Вместе с тем последарварские гранитоиды локализованы преимущественно в пределах поднятий, разделяющих синклинорные пояса дарварского комплекса, в связи с чем они залегают в основном среди гнейсов додарварского комплекса. При этом последарварские гранитоиды являются составной частью наиболее крупных и представительных гранито-гнейсовых куполов, что свидетельствует о длительности развития этих нелинейных структур и о специфике тектонического режима последарварской и дарварской эпох гранитизации, когда, с одной стороны, шло образование линейных троговых структур зеленокаменных поясов, а с другой — наследовался тектонический стиль предшествующей эпохи нелинейной тектоники. Предполагается, что образование гранитов и гнейсовых куполов происходило частично одновременно с накоплением троговых комплексов, что фиксируется в составе галек межформационных конгломератов дарварского комплекса, где наиболее обильные обломки гранитоидов появляются в верхней половине разреза (Srinivasan, Sreenivas, 1972). Гранито-гнейсовые образования, синхронные с формированием дарварского комплекса, имеют гранодиоритовый состав (комплексы гранито-гнейсов чампион, кришнагири, хосурские, полуострова и др.); более поздние гранитоиды (клосепетские) являются существенно калиевыми. Отношение калия к натрию в гранитоидах первой группы составляет 0,7—0,83, а второй — 1—1,2 (Sreenivas, Srinivasan, 1974). К этой же группе последарварских гранитоидов принадлежат чарнокитовые граниты, пространственно приуроченные к нижним сериям додарварского комплекса и почти не имеющие непосредственных контактов с отложениями Дарвара.

Отношение калия к натрию в чарнокитовых гранитах (кислых чарнокитах) составляет 1,1, т. е. близко к установленному для клосепетских гранитов (Sen, 1974).

Таким образом, период формирования дарварского комплекса совпадал с эпохой эволюции магматических процессов. Общая направленность эволюции отвечала обычному гомодромному ряду и проявилась как в интрузивных, так и в экструзивных фациях (от базальтовых коматиитов через толеиты к известково-щелочной серии).

Время формирования отложений дарварского комплекса может быть определено исходя из следующих данных. Он моложе кристаллических пород додарварского комплекса, что отчетливо следует из характера структур «зеленокаменных поясов», анализа состава обломочного материала дарварских конгломератов и песчаников, а также радиологических определений. Последние были выполнены различными методами по разным породам и минералам (Crawford, 1969; Pichamuthu, 1971; Venkatasubramanian, 1974). Разброс полученных датировок довольно велик: от 2345 $\pm$ $\pm$ 60 млн. лет (рубидий-стронциевый изохронный метод) до 2900 $\pm$ 200 млн. лет (свинцовый метод). Известны и промежуточные величины — 2407, 2477, 2495, 2631, 2700 млн. лет. Более древние возрасты получены для амфиболитов (3295 $\pm$ 200 млн. лет) и галек гранито-гнейсов из конгломератов дарвара (3250 $\pm$ 150 млн. лет). Эти величины необходимо увязать с датировками, имеющимися для гранитоидов, рвущих отложения дарварского комплекса. Так, для гранитоидов из гнейсов полуострова и чарнокитовых гранитов рубидий-стронциевым изохронным методом получены определения от 2585 $\pm$ 35 до 2615 $\pm$ 80 млн. лет. Для более молодых гранитов каримнагар и клоссепет — 2490 $\pm$ 115 и 2380 $\pm$ 35 млн. лет (Crawford, 1969). Известны и еще более молодые возрасты, полученные в основном калий-аргоновым методом для пегматитов (от 2300 до 2000 млн. лет). Эти определения позволяют считать наиболее вероятной верхней границей времени формирования дарварского комплекса уровень 2500—2600 млн. лет. Нижний уровень при современном состоянии знаний определяется рубежом около 3000 млн. лет. На этом основании возраст дарварского комплекса может быть принят как позднеархейский.

Геологические и радиологические данные дают основание полагать, что последарварская эпоха ультраметаморфизма и гранитизации была наиболее интенсивной. Время ее проявления может быть датировано как 2600—2300 млн. лет, хотя пегматиты этой эпохи нередко характеризуются цифрами 2100—2000 млн. лет. Процессы метаморфизма и гранитизации охватили, видимо, почти всю территорию Индийской платформы и стали главнейшими для завершения формирования кристаллического фундамента, обусловив его кратонизацию.

В метаосадочных породах обнаружены органические остатки, предположительно отвечающие синезеленым водорослям или иным древнейшим микроорганизмам (Лопухин, Моралев, 1973; Gowda, Sreenivasa, 1969).

Араваллийско-делийский комплекс

Араваллийско-делийский комплекс объединяет в основном нижнесреднепротерозойские образования. К нему относятся складчатые толщи Араваллийско-Делийского пояса, которые входят в состав фундамента северной части Индийской платформы, а также одновозрастные нескладчатые комплексы, принадлежащие к древнейшим горизонтам платформенного чехла.

Араваллийско-Делийский складчатый пояс располагается в северо-западной части Индостанского щита. Пояс включает значительные по размерам выступы пород додарварского комплекса (комплекс полосчатых гнейсов). На северо-западе складчатые образования Араваллийско-Делийского пояса перекрываются вулканитами Малани и горизонтально лежащими вендскими отложениями свиты дходпур, которые совместно с пенджабской соляной серией залегают в основании платформенного чехла северной части платформы. К араваллийско-делийскому комплексу принадлежат также некоторые ранне-среднепротерозойские толщи Нармада-Сонской зоны, Сингбума и плато Шиллонг, выполняющие прогибы типа авлакогенов.

К рассматриваемому комплексу принадлежат отложения араваллийской и делийской «систем», описанные впервые под этими названиями в 1877 г. К. А. Хакетом и в течение многих лет изучавшиеся А. Хероном. По представлениям А. Херона (Heron, 1953), в основании комплекса, с несогласием залегающего на полосчатых гнейсах, располагаются базальные слои, включающие аркозовые песчаники, кварциты, конгломераты, глинистые сланцы (филлиты) и миндалекаменные основные лавы, местами измененные до хлоритовых сланцев и амфиболитов. Выше залегает песчанистая толща глинистых и марганценосных пород. В нижней ее части преобладают песчаники и филлиты с прослоями кварцитов и конгломератов, а в верхней — глинистые сланцы, граувакковые песчаники, известковистые филлиты, известковистые песчаники, доломиты, углистые сланцы, фосфориты и марганценосные породы. На отложениях араваллийской системы с размывом залегают карбонатные породы серии Райяло (Heron, 1953).

Представления А. Херона о взаимоотношениях отложений араваллийской системы и более древних образований позднее были значительно уточнены и детализированы. Было установлено, что во многих случаях в качестве конгломератов, залегающих на контакте араваллийских отложений с комплексом полосчатых гнейсов, были описаны тектониты. Последние представляют собой однообразные по составу, но различные по форме и размерам буддины кварц-полевошпатового жильного материала (жильного кварца и пегматитов), заключенные в слюдистом мигматизированном цементе. Таковы, в частности, «конгломераты» района Удайпура, считавшиеся базальными горизонтами араваллийско-делийского комплекса. В зонах контакта араваллийских отложений и полосчатых гнейсов наблюдаются тела сильно измененных отальковатых, хлоритизированных и амфиболи-

тизированных основных и ультраосновных пород, с которыми связаны многочисленные месторождения талька и амфиболового асбеста.

Во многих случаях из-за наложенного метаморфизма и тектонического рассланцевания пород базальных горизонтов переход между отложениями араваллийского комплекса и полосчатыми гнейсами становится постепенным. Это явилось основанием для пересмотра стратиграфической схемы А. Херона и утверждения, что полосчатые гнейсы представляют собой мигматизированные породы араваллийского комплекса (Naha, Majumdar, 1971). Однако предложены и другие интерпретации этих явлений, не отрицающие, а лишь дополняющие схему А. Херона в отношении существования молодого постараваллийского — предделийского комплекса гранитов и мигматитов (Singh, 1970). Эти представления хорошо согласуются с новыми изотопными определениями возраста пород Араваллийско-Делийского пояса, которые свидетельствуют о гетерогенности комплекса полосчатых гнейсов и о наличии в его составе постараваллийских — предделийских гранитов, имеющих возраст 2030 ± 300 млн. лет. В составе комплекса полосчатых гнейсов устанавливается присутствие постараваллийских гранитов нескольких возрастных групп (включая постделийские), однако наряду с ними определенно имеются и породы древнее, чем 2550 млн. лет. На это указывает и определение возраста обломочного циркона из терригенных пород араваллийской системы, показавшее (свинцовый изохронный метод) 3500 ± 200 млн. лет. Кроме того, для полосчатых гнейсов, сопоставляемых с гранито-гнейсами Берач и Бандельканского выступа, рубидий-стронциевым изохронным методом получена датировка 2555 ± ± 55 млн. лет, подтверждающая их принадлежность к образованиям додарварского комплекса (Crawford, 1970).

Тектонический характер зоны сочленения араваллийских отложений и полосчатых гнейсов, которую В. Е. Хаин (1974) рассматривает как офиолитовый пояс, не противоречит представлениям о более высоком стратиграфическом положении араваллийско-делийского комплекса по отношению к полосчатым гнейсам. Типичные седиментогенные конгломераты в составе араваллийских отложений известны, причем установлено их налегание на гранито-гнейсы Сарара, сопоставляемые с полосчатыми гнейсами (Naha, Majumdar, 1971). Правда, эти конгломераты не являются базальными, а представляют собой внутриформационные горизонты, однако сам факт их существования и состав обломочного материала говорят о формировании араваллийско-делийского комплекса за счет размыва более древних гранито-гнейсовых образований.

Отложения араваллийской системы на западе перекрываются серией райяло, в составе которой преобладают мраморизованные известняки и мраморы, в том числе знаменитые белые мраморы, из которых сооружен мавзолей Тадж-Махал. Подчиненную роль в составе серии играют глинистые, слюдистые и слюдисто-гранатовые сланцы. Толща пород серии райяло залегает на нижележащих отложениях араваллийской системы с угловым несогласием, причем верхние горизонты серии трансгрессивно ложатся и на доараваллийские полосчатые гнейсы и граниты. Это дает право рассматривать отложения серии райяло в качестве самостоятельного (второго) структурного яруса в составе араваллийско-делийского комплекса и предполагать для времени накопления осадков этой серии квазиплатформенный режим (Хаин, 1974).

Верхнюю часть араваллийско-делийского комплекса слагает толща отложений делийской системы, широко развитая в Араваллийских горах. Терригенно-глинистые делийские отложения занимают северо-западную зону складчатого пояса, отделенную от области распространения пород араваллийской системы крупным тектоническим швом, к которому приурочены тела серпентинизированных и отальк ованных гипербазитов и габбро. Название «делийская система» было предложено К. А. Хакетом и закрепилось после работ А. Херона (Heron, 1953).

Долгое время отложения делийской системы считались стратиграфическим аналогом куддапахских (рифейских) отложений платформенного чехла Индийской платформы (Krishnan, 1968). Однако геохронологические исследования последних лет показали, что делийские отложения древнее (Crawford, 1970). Стратиграфические аналоги делийских отложений — серии колхан, основные лавы Данджори, Далма и долериты Невер, имеющие ограниченное развитие в Сингбуме.

Делийская система с размывом и небольшим несогласием залегает на более древних отложениях араваллийской системы и серии райяло. В разрезе делийской системы выделяются две серии. Нижняя из них— альварская — состоит из аркозовых песчаников, гравелитов, конгломератов и кварцитов; верхняя — аджабгарская— сложена филлитами, биотитовыми сланцами, глинистыми сланцами, кварцитами, известняками (иногда со строматолитами) и кальцифирами. Общая мощность отложений делийской системы оценивается в 4500—6000 м. Нижнюю часть аджабгарской серии, где в составе толщи большую роль играют карбонатные породы, иногда выделяют в качестве самостоятельной (средней) серии кучалгар.

Метаморфизм пород араваллийско-делийского комплекса неравномерный. В араваллийских отложениях наблюдается усиление метаморфизма с востока на запад, в делийских — с запада на восток и с севера на юг. Наиболее сильно измененные породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой или альмандин-амфиболитовой фаций (Das Gupta, 1969; Mitra, 1970). На отдельных участках породы инъецированы гранитным материалом и превращены в амфиболиты и слюдяные гнейсы с гранатом, ставролитом и кианитом (Ghosh, 1971). В таких случаях из-за метаморфизма определение первичной природы пород оказывается затрудненным и требует специальных исследований. Так, например, для амфиболитов и роговообманковых сланцев делийской системы по петрохимическим параметрам было доказано их происхождение за счет эффузивных пород основного состава (Sen, Mukherjee, 1972). Вулканические породы базальтового состава, частично превращенные в зеленые сланцы и амфиболиты, а также граувакковые песчаники известны и в составе араваллийских отложений. Однако роль этих пород в составе отложений араваллийско-делийского комплекса очень невелика, а по своему химизму основные эффузивы комплекса близки к континентальным базальтам (Naqvi, 1974). Все это позволяет рассматривать отложения араваллийско-делийского комплекса в качестве песчано-глинисто-сланцевой формации флишоидного характера, типичной для эпикратонных геосинклиналей.

В южной части Араваллийско-Делийского складчатого пояса, а также в зоне линеамента Нармада-Сон отложения рассматриваемого комплекса обнажаются в нескольких разрозненных блоках, выступающих из-под чехла деканских траппов, мезозойских и верхнепалеозойских осадочных пород. К такого типа образованиям принадлежат отложения серии чампанер района Барода в штате Гуджарат, представленные толщей кварцитов, конгломератов, глинистых сланцев (филлитов) и кристаллических известняков. В качестве прослоев здесь, так же как и в араваллийской системе, присутствуют марганецсодержащие породы. Метаморфизм толщи неравномерен и местами достигает амфиболитовой фации (Krishnan, 1968).

В Нармада-Сонской зоне с араваллийской системой сопоставляется серия биджавар. К ней принадлежат складчатые толщи слюдистых сланцев, конгломератов с прослоями мраморов, железистых и марганцовистых пород, обнажающихся в районе г. Джабалпур (Crawford, Compston, 1970; Lakshmanan, 1968).

В некоторых районах Сингбума и в Центральных провинциях, прилегающих к Нармада-Сонской зоне, в нескольких изолированных прогибах известны также дислоцированные толщи неравномерно, частью значительно, метаморфизованных песчано-глинистых пород с горизонтами железистых и марганецсодержащих пород, объединяемых в несколько серий с мест-

ными названиями. Это серии саколи, чилпигат, чайбаса и другие, сходные по составу с отложениями араваллийской системы. Для некоторых из них установлено более высокое стратиграфическое положение по отношению к толщам дарварского комплекса, другие относятся к араваллийскому комплексу менее уверенно, так как для них были получены «омоложенные» значения абсолютного возраста (Sarkar e. a., 1967, 1969).

На крайнем востоке Индийской платформы в Ассаме на древних гнейсах и гранулитах залегает сложно дислоцированная толща песчано-глинистых пород, кварцитов и слюдистых сланцев серии шиллонг. Эта серия относится к араваллийско-делийскому комплексу условно.

Коррелируемые с делийской системой отложения восточных районов северной части Индостанского щита представлены дислоцированными толщами песчаников и филлитов с прослоями известняков, горизонтами и силлами основных лав (серия колхан, лавы Далма, Данджори, долериты Невер). В Сингбуме эти отложения объединяются в серию колхан, которая прорывается габбро, имеющими возраст 1470 млн. лет. (Sarkar e. a., 1969). Аналогичный состав имеет гвалиорская серия бандельканд.

Отложения араваллийско-делийского комплекса интенсивно дислоцированы в пределах складчатого пояса. Наиболее типичны здесь линейные и небольшие брахиформные, иногда фестончатые складки, часто асимметричные, наклоненные к северо-западу. Наблюдаются запрокинутые складки с вертикальными или подвернутыми западными крыльями. Складки обычно разбиты сериями субпараллельных поперечных и диагональных сбросов, а также продольными взбросами и изредка надвигами. В пределах зоны Нармада-Сон в Сингбуме породы комплекса дислоцированы несколько менее интенсивно, однако и здесь слои нередко смяты в линейные брахиформные или сжатые складки. Метаморфизм пород неравномерен, но местами достигает зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

Возраст отложений араваллийско-делийского комплекса определяется их налеганием на гранито-гнейсовые образования, более древние, чем 2550 млн. лет. Для основных эффузивов араваллийской системы известна датировка 2500 млн. лет, а для аналогичных пород делийской системы — 1800 млн. лет (Naqvi, 1974). Наиболее убедительные определения возраста рубидий-стронциевым изохронным методом получены для доделийских — постараваллийских гранитов — 2030 ± 300 млн. лет. Эти определения позволяют ограничивать время формирования отложений араваллийской системы и серии райяло нижним протерозоем от 2500—2600 до 2000 млн. лет (Crawford, 1970).

Возраст отложений делийской системы также достаточно уверенно определется среднепротерозойским на основании того, что для прорывающих их гранитов байрат рубидий-стронциевым изохронным методом получена датировка 1650 млн. лет. Кроме того, породы делийского комплекса прорываются нефелиновыми сиенитами кишангарх, имеющими возраст 1490 ± 150 млн. лет, и более молодыми гранитами и пегматитами, для которых получена целая серия датировок — 950—1000, 850, 750, 650 и 580 млн. лет (Crawford, 1970).

Формационная природа отложений араваллийско-делийского комплекса свидетельствует о своеобразной тектонической природе прогибов, в которых происходило их накопление. Представляется возможным определить природу этих прогибов как эпикратонную или авлакогенную (Моралев, Перфильев, 1974). Важно подчеркнуть, что за пределами Араваллийско-Делийского складчатого пояса толщи рассматриваемого комплекса выполняют сравнительно узкие вытянутые пришовные прогибы — авлакогены. Таковы прогибы линеамента Нармада-Сон, Сингбума и, возможно, плато Шиллонг. Существенно, что к северу от зоны Нармада-Сон на окраинах Бандельканского выступа известны горизонты платформенного осадочного чехла, синхронные отложениям араваллийско-делийского комплекса (Колотухина и др., 1975).

Намечается, таким образом, известная двойственность тектонической природы араваллийско-делийского комплекса. В пределах Араваллийских гор отложения комплекса слагают складчатое основание, перекрываемое горизонтально лежащими рифейскими, вендскими и фанерозойскими отложениями осадочного чехла. Здесь они формируют, следовательно, наиболее молодой складчатый комплекс фундамента Индийской платформы. В то же время в других районах платформы араваллийско-делийский комплекс выполняет серию авлакогенов, характерных, как известно, для начальных этапов формирования осадочного чехла древних платформ.

Можно думать, что эта двойственность отражает переходный характер авлакогенной стадии (Богданов, 1961) развития платформы, когда почти одновременно идут процессы завершения формирования фундамента (гранитный магматизм, региональный метаморфизм, внедрение пегматитов) и процессы осадконакопления и основного (базальтоидного) магматизма (локализованные главным образом в шовных прогибах) нижних горизонтов платформенного чехла. На Индийской платформе эпоха формирования араваллийско-делийского комплекса северной части Индостанского щита одновременно явилась эпохой регионального метаморфизма и интенсивного гранитообразования (клосепетские и другие последарварские гранитоиды с возрастом 2600—2300 млн. лет, граниты и пегматиты с возрастом 2100—2000 млн. лет) в южной части щита.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ИНДИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На Индийской платформе в составе платформенного чехла известны как докембрийские, так и фанерозойские отложения. Среди фанерозойских образований наиболее распространены верхнепалеозойские — нижнемезозойские толщи континентальных и морских осадочных пород (гондванской «системы»), а также мел-палеогеновая трапповая серия. Докембрийские комплексы, имеющие большое значение в строении платформенного чехла и выполняющие значительные по размерам синеклизы и грабены, принадлежат в основном к верхнему протерозою (рифею) (рис. 56).

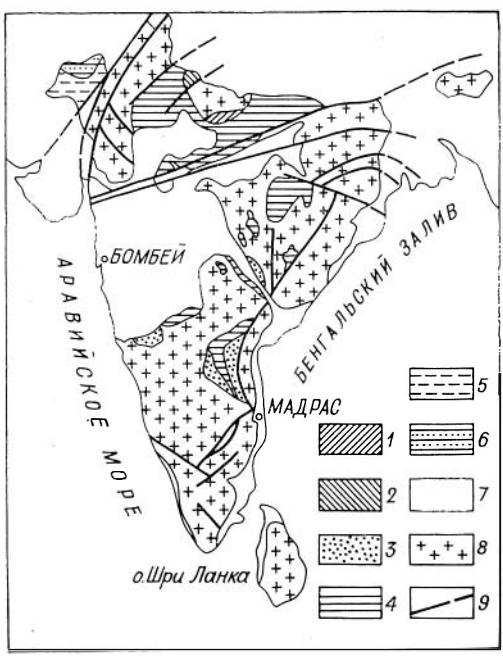


Рис. 56. Схема распространения докембрийских комплексов платформенного чехла Индийской платформы.

1, 2 — древнейшие (нижне-среднепротерозойские) горизонты платформенного чехла, аналоги араваллийско-делийского складчатого комплекса (*1* — биджаварская серия, *2* — гвалиорская серия); *3* — куддапахский (нижнерифейский) комплекс; *4, 5* — виндийский (средне-верхнерифейский) комплекс (*4* — виндийская система и ее аналоги, *5* — серия малани); *6* — вендский комплекс (пенджабская соляная серия и свита дходпур); *7* — фанерозойские комплексы платформенного чехла; *8* — комплексы фундамента платформы; *9* — крупнейшие зоны разломов.

Таблица 14

Схема расчленения и корреляции докембрийских комплексов (серий) платформенного чехла Индийской платформы

Возраст	Деканская синеклиза	Кудданахская синеклиза	Впадина Годовари	Впадина Чаттисгарх	Виндийская синеклиза	Синд-Пенджабский прогиб
Венд						Соляная серия и свита дходпур
680±20						
Верхний рифей	Бима	Карнул	Суллавай	Райпур, Чандрапур	Бандер, Рева	Малани, слои холмов Кирана
950±50						
Средний рифей		Верхняя Куддапа — Кистна	Пангапга		Каймур, Семри	
1350±50						
Нижний рифей	Калдаги	Нижняя Куддапа — Налламалай, Чейяр, Папагни	Покал			
1600±100						
Средний протерозой					Гвалиор	
2000±100						
Нижний протерозой					Биджавар	

Более древние (нижне- и среднепротерозойские) отложения чехла, коррелятные складчатым комплексам Араваллийско-Делийского пояса, развиты крайне ограниченно: только на южной и северной окраинах Банделькандского выступа, обращенных в первом случае к авлакогену Нармада-Сон, а во втором — непосредственно к складчатому поясу. Долгое время эти отложения, объединяемые в биджаварскую (на южной окраине Банделькандского выступа) и гвалиорскую (на севере) серии, считались одновозрастными. В обоих случаях они представлены маломощными (200—300 м) толщами почти горизонтально лежащих песчаников, вмещающих покровы и силлы основных лав. Исследованиями А. Крауфорда и В. Компстона (Crawford, Compston, 1970) был, однако, показан более древний возраст 2400—2600 млн. лет биджаварской серии и более молодой — 1815 ± ± 200 млн. лет—гвалиорской. Обе толщи залегают с несогласием на породах кристаллического фундамента (гнейсы Бандельканда) и перекрываются осадочными породами виндийского комплекса. В соответствии с определениями возраста основных лав биджаварская серия считается платформенным аналогом складчатых отложений араваллийской, а гвалиорская — делийской «систем».

К широко распространенным отложениям чехла принадлежат рифейские комплексы: куддапахский и виндийский. Вендский комплекс, объединяющий отложения пенджабской соляной серии и свиты дходпур, известен только в северной краевой части платформы и обнажается главным образом в пределах Синд-Пенджабского прогиба (табл. 14).

Куддапахский комплекс

Отложения куддапахского комплекса распространены в Куддапахской синеклизе, в небольших, частью грабенообразных, прогибах (например, Годовари) в Восточных Гатах, а также на южном борту Деканской синеклизы (амфиклизы).

В Куддапахской впадине к нему относится нижняя часть «системы» Куддапа, состоящая из трех серий общей мощностью около 5700 м (Krishnan, 1968).

Нижняя серия (папагни) мощностью 1400 м состоит из конгломератов, песчаников, гравелитов, кварцитов и глинистых сланцев, которые выше сменяются толщей известняков, доломитовых известняков с прослоями глинистых сланцев. Средняя серия (чейяр) мощностью 3300 м в низах представлена песчаниками, кварцитами, конгломератами и гравелитами. Галька в конгломератах принадлежит кварцитам нижележащей серии. Верхняя часть серии чейяр состоит из глинистых сланцев, известняков и кремнистых пород. Среди отложений серий папагни и чейяр присутствуют пластовые интрузии основных пород. Верхняя серия (налламалай) мощностью 1000 м в низах сложена кварцитами, которые со слабым несогласием залегают на нижележащих породах серии чейяр. Выше они сменяются глинистыми сланцами с прослоями кварцитов и известняков. В некоторых районах эти породы метаморфизованы до состояния филлитов.

На южном обрамлении Деканской синеклизы к куддапахскому комплексу относится серия калдаги мощностью 2400—3300 м. Нижняя часть ее состоит из базальных конгломератов, песчаников и кварцитов, которые выше сменяются кремнистыми и глинистыми сланцами с мощными пачками известняков (иногда со строматолитами) и мраморизованных известняков. Верхняя часть серии мощностью до 1100 м сложена кварцитами, глинистыми сланцами с прослоями кремнистых гематитовых сланцев и конгломератов. Породы серии калдаги прорваны мелкими телами гранитов и основных пород, в контакте с которыми они превращены в роговики и кристаллические сланцы.

В долине р. Годовари к куддапахскому комплексу отнесена серия покал. Она состоит из глинистых сланцев, переслаивающихся с песчаниками и известняками, которые кверху сменяются толщей песчаников. В разрезе серии покал наблюдаются горизонты железистых пород. Местами, вблизи крупных разломов, породы этой серии дислоцированы и несколько метаморфизованы.

Отложения куддапахского комплекса дислоцированы сравнительно слабо. Во многих случаях (например, отложения серии калдаги на южном борту Деканской синеклизы) они залегают практически горизонтально. Складчатые дислокации типа флексур и брахиформных складок характерны для грабена Годовари и западной части Куддапахской синеклизы, где слои разбиты также многочисленными малоамплитудными сбросами. Более интенсивные складчатые дислокации характерны для восточной части синеклизы. Здесь слои куддапахского комплекса и вышележащие горизонты (серии кистна и карнаул) смяты в брахиформные и линейные симметричные и наклоненные к западу складки, местами сжатые и разбитые поперечными сбросами (рис. 57). Восточный край синеклизы оборван крутым надвигом (взбросом), вблизи которого слои куддапахского комплекса имеют крутые (до вертикальных) падения (Thiagarajan, 1964; Narayanaswamy, 1966). Увеличение дислокаций пород с запада на восток в пределах Куддапахской синеклизы, несомненно, связано с активизацией тектонических движений в Восточно-Гатском поясе в рифейское и раннепалеозойское время (Моралев, Перфильев, 1972; Колотухина и др., 1975; Хаин, 1974). Взбросовый характер восточного ограничения синеклизы свидетельствует о напряжениях сжатия в примыкающем поясе активизации в рифейское время.

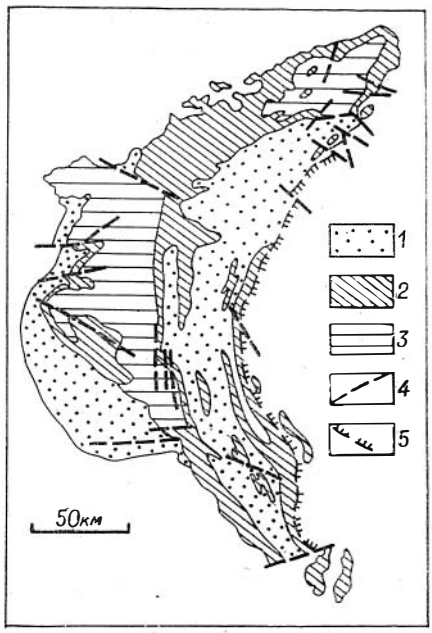


Рис. 57. Схема строения Куддапахской синеклизы (Narayanaswami, 1966; Thigarajan., 1964).

1 — куддапахский комплекс (нижняя куддапа); *2, 3* — виндийский комплекс (*2* — серия кистна (верхняя куддапа или серия банганапалли), *3* — серия карнаул); *4* — сбросы; *5* — надвиги (взбросы).

Определение возраста эффузивных пород основного состава рубидий-стронциевым изохронным методом позволило установить, что отложения куддапахского комплекса начали накапливаться не позднее 1555 млн. лет, но, возможно, и около 1700 млн. лет назад, т. е. близко к нижней границе рифея (Crawford, Compston, 1973). Эти данные хорошо совпадают с имеющимися датировками калий-аргоновым методом по глауконитам из отложений серии покал (1330 $\pm$ 53 млн. лет) и нижней куддапы (1470 $\pm$ $\pm$ 60 млн. лет), а также свинцовым методом по галениту из рудных прожилков (1450 $\pm$ 50 млн. лет) района Агнигундала (Тугаринов, Войткевич, 1970). Кроме того, известны датировки рубидий-стронциевым методом для кимберлитов, прорывающих нижние горизонты куддапахского комплекса — 1340 млн. лет (Richamuthu, 1971). Некоторыми исследователями допускалась возможность корреляции отложений куддапахского комплекса с низами виндийского. Однако, имея в виду, что для нижних горизонтов последнего полученные по глаукониту определения не превышают значений 1170 млн. лет, более вероятным представляется сопоставление низов виндийского комплекса с верхней куддапой.

Верхний возрастной предел куддапахского комплекса (нижней куддапы) определяется на основании возраста метаморфизма основных эффузивов, который датируется 1350 ± 30 млн. лет, что практически совпадает с рубежом между нижним и средним рифеем. Это определение подтверждается датировкой даек, секущих куддапахские отложения, показавшей возраст 1225 млн. лет (Crawford, Compston, 1973).

Виндийский комплекс

Отложения виндийского комплекса выполняют обширную синеклизу в северной части Индостанского щита. Развитые здесь толщи осадочных пород выделяются в виндийскую «систему», которая издавна считается более молодой, чем куддапахская, и по возрасту относится к верхнему докембрию (Krishnan, 1968).

В разрезе виндийской системы выделяется несколько серий, разделенных перерывами и несогласиями. Нижняя часть комплекса объединяется в серию семри мощностью 1100 м. Она начинается базальными конгломератами, залегающими с резким несогласием на кристаллических породах Бандельканского выступа и отложениях биджаварской серии. Конгломераты слагают выдержанный пласт мощностью 12 м. Плохо окатанные гальки кварца и кварцитов цементируются глинисто-псаммитовым материалом, отвечающим по составу полевошпатовым грауваккам и аркозам. Конгломераты рассматривались некоторыми исследователями как тиллиты, однако последующие литологические исследования позволили доказать их аллювиально-прибрежно-морской генезис (Bhattacharya Asis, 1971). На базальных конгломератах залегает пачка порцелланитов, имеющая мощность около 140 м. В составе этой пачки преобладают пирокластические породы — туфогенные песчаники, шлаковые и агломератовые туфы, кремнистые породы, алевролиты и глинистые сланцы. Верхнюю часть серии семри слагают известняки и глауконитовые песчаники с подчиненными прослоями глинистых сланцев, в которых встречаются отпечатки проблематичных органических остатков. Вышележащая серия каймур мощностью 1000 м начинается с горизонта кварцитов, залегающего с размывом, а местами со слабым несогласием. Выше кварцитов следуют песчаники, аргиллиты, брекчии, которые вновь сменяются кварцитами.

Отложения серий семри и каймур объединяются в нижнюю часть виндийской системы (комплекса).

Верхняя часть виндийского комплекса также состоит из двух серий. Нижняя из них — серия рева (150—300 м) — сложена довольно грубыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев и алмазоносных конгломератов. Песчаники серии рева красноцветные, частью косослоистые. Следующая за ней — самая верхняя серия виндийского комплекса — серия бандер (450—1000 м) сложена красноцветными песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями глинистых, кремнистых и строматолитовых известняков, а также конгломератов. Конгломераты частично алмазоносны. Встречаются прослои и жилы гипса. В песчаниках обычны следы ряби и трещины усыхания.

К виндийскому комплексу принадлежат также отложения верхней куддапы (серия кистна, или банганапалли) и некоторые другие толщи. В Куддапахской синеклизе отложения серии кистна (банганапалли) залегают с размывом и несогласием на нижележащих горизонтах куддапахского комплекса (Thiagarajan, 1964). В составе серии кистна преобладают песчаники, кварцитовидные песчаники и глинистые сланцы. На них с размывом и несогласием ложатся почти горизонтально залегающие отложения серии карнаул, которые представлены переслаивающимися песчаниками и известняками с прослоями алмазоносных конгломератов. Мощность этих двух серий совместно около 1000 м.

В прогибе Годовари аналогом серии кистна является серия пенганга, сложенная известняками, глинистыми сланцами, кремнями и глауконитовыми песчаниками. Выше по разрезу здесь залегает серия суллавай — аналог серии карнаул, представленная глинистыми сланцами, песчаниками и конгломератами (Krishnan, 1968).

На южной окраине Деканской синеклизы к верхним горизонтам виндийского комплекса относится серия бима, сопоставляемая с серией карнаул. Отложения серии бима представлены толщей глинистых сланцев, песчаников и известняков мощностью около 350 м.

Значительную площадь занимают также отложения верхних горизонтов виндийского комплекса во впадине Чаттисгарх. Здесь выделяются две серии: нижняя — чандарпур и верхняя — райпур. Нижняя серия (780—800 м) представлена песчаниками, кварцитами, глинистыми сланцами, конгломератами. Верхняя (450 м) сложена известняками, глинистыми известняками, глинистыми сланцами и кварцитовидными песчаниками. В известняках найдены столбчатые строматолиты, частично замещенные фосфатным веществом (Viswanathiah, Sastsi, 1973).

Отложения виндийского комплекса в ряде мест вмещают дайки и силлы долеритов и других пород основного состава. Нижняя часть отложений комплекса, в частности песчаники серии каймур, прорвана кимберлитами, слагающими крупную алмазоносную трубку Маджгаван, расположенную вблизи г. Панна. Возраст кимберлитов, определенный рубидий-стронциевым методом по флогопиту, оказался равным 1140 ± 12 млн. лет (Crawford, Compston, 1970).

В структурном отношении отложения виндийского комплекса представляют собой типичный платформенный чехол, выполняющий обширную депрессию поверхности кристаллического фундамента. Наиболее крупная впадина такого рода — Виндийская синеклиза — располагается в пределах северного блока Индостанского щита, примыкая с одной стороны к Банделькандскому выступу, а с другой — к Араваллийско-Делийскому складчатому поясу и авлакогену Нармада-Сон. В юго-западной части Виндийской синеклизы отложения виндийского комплекса перекрыты деканскими траппами, из-под которых осадочные породы рифея обнажаются лишь вблизи рифтовой долины р. Нармада. Вопрос о наличии пород виндийского комплекса под чехлом траппов в пределах Деканской синеклизы остается открытым. Предполагается, что рифейский осадочный чехол не имеет здесь сплошного развития и породы серии бима принадлежат к самостоятельной впадине, погружающейся под толщу деканских траппов.

Отложения виндийского комплекса выполняют также довольно крупную Чаттисгархскую впадину — типичный малоамплитудный платформенный прогиб, где породы осадочного чехла лежат практически горизонтально. В пределах Куддапахской синеклизы и впадины (грабена) Годовари породы виндийского комплекса также дислоцированы слабее, чем нижние горизонты чехла, представленные куддапахским комплексом. Однако здесь, особенно в восточной части Куддапахской синеклизы, отложения верхней куддапы и серии карнаул затронуты складчатыми и глыбовыми дислокациями.

По своей формационной принадлежности отложения виндийского комплекса отвечают типичным платформенным образованиям, близко подходя к «фаллаховой формации», по Б. М. Келлеру (Хаин, 1974).

В пределах северной части Индийской платформы отложения виндийского комплекса непосредственно продолжаются под плиоцен-четвертичные (молассовые) толщи Предгималайского прогиба. Однако к северу и северо-западу от Араваллийско-Делийского складчатого пояса состав докембрийских горизонтов платформенного чехла существенно меняется. Здесь с верхними горизонтами виндийского комплекса могут сопоставляться вулканогенные толщи холмов Кирана и серии малани, не имеющие аналогов по вещественному составу в пределах Индостанского щита.

На холмах Кирана, в пределах Саргодийского выступа, виндийской системе отвечает толща интенсивно смятых в складки (северо-западного простирания) риолитов и их туфов с прослоями эффузивов основного состава, песчаников и глинистых сланцев. Толща прорвана субвулканическими интрузиями кислого состава, дайками и силлами долеритов. Определения возраста кислых пород рубидий-стронциевым методом показали 870 ± ± 40 млн. лет, причем такой же возраст получен и для валуна стекловатого порфира, взятого из каменноугольно-пермских валунных горизонтов (тиллитов) Соляного кряжа (Davies, Crawford, 1971).

Вторая область распространения толщ, сопоставляемых с верхами виндийского комплекса, находится непосредственно к северо-западу от Араваллийско-Делийского складчатого пояса в Западном Раджастане. Здесь эти толщи известны под именем серии малани.

В составе серии преобладают риолиты довольно однородного состава и текстуры и туфы. Среди последних преобладают пепловые разности, в разной степени сваренные (игнимбриты). Наблюдаются породы с флюидальным сложением (реоигнимбриты) и породы, близкие к ромбенпорфирам Норвегии (Rutten, 1965). С кислыми лавами ассоциируют многочисленные тела гипабиссальных интрузивных пород, представленных гранитами, гранофирами и микрогранитами. Совместно они образуют вулкано-плутонический комплекс пород кислого состава. Породы серии малани залегают спокойно, составляя основание платформенного чехла Синд-Пенджабского прогиба. Возраст пород комплекса малани определен рубидий-стронциевым изохронным методом в 745 ± 10 млн. лет, что позволяет считать его верхнерифейским и коррелировать с верхними горизонтами виндийской системы платформенного чехла Индостана (Crawford, Compston, 1970; Pichamuthu, 1971).

Очевидно, что толщи серии малани и холмов Кирана формируют самостоятельный структурно-вещественный комплекс, частично коррелирующийся по возрасту с виндийским комплексом, но, вероятно, имеющий несколько меньший стратиграфический объем. Однако по своему структурному положению эти комплексы идентичны — оба располагаются резко несогласно на складчатых сооружениях Араваллийско-Делийского пояса и более древних комплексах фундамента, залегая в основании чехла.

Возраст отложений виндийского комплекса и коррелируемых с ним вулканогенных толщ определяется на основании следующих данных. Для нижних горизонтов комплекса известны определения возраста калий-аргоновым методом по глаукониту (Тугаринов и др., 1975). Для песчаников серии семри получены значения от 1070 до 1170 млн. лет, серии каймур — 910—945 млн. лет. Эти данные дают возможность ограничивать время образования отложений виндийского комплекса рубежом 1200—1400 млн. лет (Crawford, Compston, 1970). Верхний предел возраста остается неясным. Некоторые исследователи считают, что верхние горизонты комплекса могут соответствовать даже нижнему палеозою (Krishnan, 1968). Большинство, однако, считает отложения виндийской системы докембрийскими, отвечающими главным образом средней и верхней частям верхнего протерозоя (рифея), но, возможно, захватывающими и венд (достигая 550 млн. лет). Необходимо отметить, что изотопические определения возраста пород верхних серий виндийского комплекса не производились, а по мощности эти серии составляют не менее половины общего разреза комплекса (Crawford, Compston, 1970). Имеющиеся датировки для кислых вулканитов кирана и малани свидетельствуют скорее о довендском возрасте виндийского комплекса. Об этом же свидетельствует и налегание на эти породы отложений свиты дходпур и пенджабской соляной серии, датируемых как вендские. Однако эти определения выполнены для толщ сопоставляемых, но непосредственно не соприкасающихся с верхними горизонтами собственно виндийских отложений, в связи с чем вопрос о верхней возрастной границе виндийского комплекса остается открытым.

* *
*

Формирование докембрийских отложений платформенного чехла Индийской платформы сопровождалось довольно интенсивными процессами тектоно-магматической переработки фундамента. Эти процессы охватили значительные по протяженности зоны, расположенные в различных участках щита. Наиболее крупными зонами такого типа являются линеамент Нармада-Сон (зона Сатпурской и Амгаонской орогении), Сингбумская зона смятия (с интрузиями натровых гранитов и медно-урановой минерализацией с возрастом 1100 млн. лет), Бихарский и Раджастанский пегматитовые пояса (с массивами гранитов возраста от 1000—950 до 650—580 млн. лет), Восточно-Гатский чарнокитовый пояс с Неллурским пегматитовым полем (1600—1300 млн. лет) в его пределах и серия менее протяженных зон северо-западного простирания, прослеживающихся от юго-западного побережья о. Шри Ланка в южную часть Индостана на территорию штатов Керала, Карнатака и западных районов Тамилнаду (Колотухина и др., 1975).

Формирование указанных зон связано с процессами эпиплатформенного орогенеза. Время проявления этих процессов охватывает весьма значительный диапазон докембрийской истории Индостанского щита и устанавливается геохронологическими исследованиями путем получения больших серий «омоложенных» возрастных датировок (от 1600—1300 до 500—450 млн. лет) для пород древних комплексов, а также путем выявления более молодых плутонических образований. Неоднократное наложение метаморфизма на породы фундамента приводит к формированию зон и ареалов, в пределах которых получают развитие как породы кианит-силлиманитовой фациальной серии (высоких давлений), так и диафторированные или метасоматически измененные (мусковитизированные, сульфидизированные, хлоритизированные и др.) породы. В зонах полиметаморфизма образуются массивы анорогенных гранитоидов, слюдоносные и редкометальные метаморфогенные пегматиты, иногда образующие крупные пегматитовые поля. Поскольку пояса эпиплатформенного орогенеза и полиметаморфизма совпадают с крупными глубинными разломами и зонами повышенной магматической проницаемости, к ним тяготеют многочисленные интрузии основных и щелочных пород, в том числе и щелочно-ультраосновные рифейские массивы с карбонатитами. Таким образом, в областях распространения комплексов фундамента образуются сложные тектонические зоны, эволюция которых в значительной мере отвечает платформенному этапу развития Индийской платформы. Предполагается, что формирование таких зон связано с горизонтальными перемещениями отдельных блоков фундамента (Моралев, 1975), а их расположение в значительной мере определяется существованием более древних ослабленных зон. Неоднократность проявления тектонических движений и смена геодинамических условий (сжатия и растяжения) в зонах активизации определяются эволюцией тектонически активных зон обрамления Индийской платформы в рифейское и раннепалеозойское время.

ЛИТЕРАТУРА

Аксенов Е. М., Иголкина Н. С. О выделении редкинской свиты валдайской серии на севере Русской платформы.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1969, № 8, с. 23—25.

Аксенов Е. М., Ляшенко А. И., Солонцов Л. Ф. К вопросу о нижней границе венда в центральных и восточных частях Русской платформы.—«Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1967, т. XLII, вып. 3.

Аналоги вендского комплекса в Сибири. М., «Наука», 1974. 251 с.

Атлас литолого-палеографических карт СССР. Т. 1. Под ред. А. П. Виноградова. М., «Недра», 1968.

Бабаян Г. Д., Баркатов Г. В., Бобров А. К., Бондаренко В. И., Васильев В. Г., Кобелецкий И. А., Николаевский А. А., Тихомиров Ю. П., Чепиков К. Р., Черский Н. В., Чичмарев В. Г. Геологическое строение и нефтегазоносность ЯАССР. М., Госгеолтехиздат. 1960. 478 с.

Бабаян Г. Д., Подваркова И. В., Уаров В. Ф. Некоторые черты строения земной коры Анабарской антеклизы и прилегающих районов Лено-Анабарского и Предверхоянского прогибов по данным ГСЗ.— В кн.: Новые данные о геологии и нефтегазоносности Якутской АССР, Якутск, 1974, с. 6—21.

Бабаян Г. Д., Янпс А. И., Подваркова И. В. Перспективы региональных сейсморазведочных работ точечными зондированиями с применением бомбометания в Якутии.— В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Якутской АССР и направление дальнейших работ на нефть и газ. Якутск, 1972, с. 186—195.

Баженова Г. Н. К вопросу об образовании анортозитов Каларского массива.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1960, № 6, с. 134.

Барыкин С. К., Волхонин В. С. К вопросу об орогенном этапе развития древних платформ.— «Сов. геология», 1972, № 6, с. 132—136.

Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитоидные формации Кольского полуострова.— В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968, с. 5—143.

Башарин А. К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М., «Наука», 1967. 203 с.

Бекасова Н. Б., Загородный В. Г., Пушкин Г. Ю., Радченко А. Т. Оценка значимости перерывов в разрезах Печенгско-Варзугской зоны.— В кн.: Проблемы докембрия Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольск. филиала АН СССР, 1974, с. 109—118.

Бекасова Н. Б., Мирская Д. Д., Пушкин Г. Ю. Опыт выделения этапов эволюции процессов корообразования в среднем протерозое Кольского полуострова.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., «Недра», 1975.

Бекасова Н. Б., Пушкин Г. Ю. Стратиграфия центральной части Имандра-Варзугской структуры.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 3. Апатиты, изд. Кольск. филиала АН СССР, 1972, с. 28—34.

Бекасова Н. Б., Пушкин Г. Ю., Радченко А. Т. Конгломераты Имандра-Варзугского комплекса.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 4. Апатиты, изд. Кольск. филиала АН СССР, 1972, с. 8—14.

Белевцев Я. Н. Вопросы геологического строения Криворожского бассейна.— В кн.: Геология Криворожских железо-рудных месторождений. Т. 1. Киев, 1962а, с. 5—18.

Белевцев Я. Н. Геология криворожских железорудных месторождений. Киев, Изд-во АН УССР, 1962б. 484 с.

Беличенко В. Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969. 205 с.

Белолипецкий А. П., Болотов В. И. Некоторые черты геохимии процессов вулканизма и седиментации раннепротерозойского комплекса Колмозеро — Воронья.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 3. Апатиты, изд. Кольск. филиала АН СССР, 1972.

Белолипецкий А. П., Болотов В. И., Ильин Ю. П. К литологии и металлогении нижнепротерозойского вулканогенно-осадочного комплекса Колмозеро — Воронья

в связи с вопросами его формирования.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., «Недра», 1973, с. 374—376.

Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974. 280 с.

Беляевский Н. А., Борисов А. А. Структура и мощность земной коры СССР.— В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. М., «Наука», 1974, с. 381—393.

Беляков Л. П. Схема стратиграфического расчленения позднего докембрия северо-западного склона Анабарского поднятия.— «Вестн. ЛГУ», 1971, № 6, с. 144—146.

Бельков И. В. Кианитовые сланцы Кейв. Л., «Наука», 1963. 321 с.

Березкин В. И. Стратиграфия, корреляция и возраст метаморфических толщ Ярогинского, Субганского и Чульманского грабенов Алданского щита.— В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971, с. 146—165.

Бессонова В. Я. Литология доломитово-терригенной толщи верхнего докембрия Оршанской впадины.— В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, «Наука и техника», 1970, с. 17—31.

Бессонова В. Я. Новые данные по литологии верхнего докембрия Белоруссии.— В кн.: Вопросы геологии территории БССР. Минск, «Наука и техника», 1970, с. 88—96.

Бессонова В. Я., Синичка А. М., Голубцов В. К., Медведева М. Г. Опорные скважины СССР. Опорная скважина № 2 Оршанской впадины. Минск, «Наука и техника», 1972. 232 с.

Бессонова В. Я., Чумаков Н. М. Верхнедокембрийские ледниковые отложения западных районов СССР.— «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 2, с. 73—89.

Бибикова Е. В., Тугаринов А. И., Зыков С. И., Мельникова Г. Л. О возрасте карельской формации.— «Геохимия», 1964, № 8, с. 754—757.

Биркис А. П. Метаморфические и магматические комплексы кристаллического фундамента Латвии. Автореф. канд. дис. Таллин, 1971.

Благовещенская М. Н. Тектоническое строение Иркинеевского выступа Енисейского кряжа и зоны ангарских складок.— «Материалы Всесоюзного геологического научно-исследовательского института», 1960, вып. 32, с. 23—36.

Бобров А. К. Геология Предбайкальского краевого прогиба (северо-восточной его части). Строение и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука», 1964. 227 с.

Богачев А. И., Лавров М. М. Магматические комплексы Северо-Карельской синклинальной зоны карелид.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 184—190.

Богданов А. А. Тектоническая карта СССР м-ба 1 : 10 000 000. М., Изд. ГУГК, 1961.

Богданов Ю. Б. Типы разрезов нижнего протерозоя Карелии и их сопоставление.— В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., 1971, с. 106—121. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 175).

Богданов Ю. Б., Воинов А. С. Новые данные по стратиграфии Северо-Карельской синклинальной зоны карелид.— «Вести. ЛГУ. Серия геол.-геогр.», 1962, № 24, вып. 4, с. 5—16.

Богданов Ю. Б., Воинов А. С. Новые данные по геологии протерозоя Северной Карелии.— В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карельск. кн. изд-во, 1966, с. 148—155.

Богданов Ю. Б., Воинов А. С. О соотношении беломорид и карелид Восточной Карелии. Л., 1968, с. 97—109. (Труды ВСЕГЕИ, вып. 143).

Богданов Ю. Б., Искандеров А. Д., Левский Л. К. Возраст медеиосной удоканской серии (Олекмо-Витимская горная страна) по данным урано-свинцового метода.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1971, № 9, с. 3—16.

Богданова С. В. Анортозиты Волго-Уральской области.— В кн.: Анортозиты СССР. М., «Наука», 1974, с. 57—69.

Богданова С. В., Лапинская Т. А. О строении разреза докембрийского фундамента Туймазинской опорной скважины № 20 000.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 5, с. 1149—1152.

Богданова С. В., Подоба Н. В., Серова А. Д. О глубинной структуре и составе фундамента восточной части Русской плиты.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1973, № 12, с. 19—31.

Богомолова Л. М. Микроструктурная ориентировка амфибола, гиперстена и диопсида из амфибол-двупироксенового плагиосланца серии Зверева.— В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск, 1975, с. 42—55.

Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968. 168 с.

Борисов А. А. О некоторых особенностях глубинной структуры платформенных областей Советского Союза.— «Сов. геология», 1962, № 1, с. 35—53.

Брунс Е. П. Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы.— «Сов. геология», 1957, сб. 59, с. 3—24.

Брунс Е. П. Северо-западные, центральные и северные районы Русской платформы.— В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., «Недра», Госгеолтехиздат, 1963, с. 22—46.

Брунс Е. П. Условия осадконакопления доордовикских толщ в западных районах Русской платформы.— «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1966, т. 114, с. 6—31.

Брунс Е. П., Гейслер А. Н., Иголкина Н. С., Толстихина М. М. Позднедокембрийские и кембрийские отложения Русской платформы в пределах СССР.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. Труды Международного геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 9. М., «Недра», 1960, с. 16—24.

Брунс Е. П., Якобсон К. Э. Сопоставление разрезов и общая схема расчленения доордовикских толщ Волыни и Подолии.— «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1963, т. 91, с. 59—84.

Букатчук П. Д. Стратиграфия досилурийских образований Молдавской ССР и сопредельных районов УССР.— В кн.: Палеонтология, геология и полезные ископ. Молдавии. Вып. 2. Кишинев, Изд-во АН МолдССР, 1967, с. 18—42.

Букатчук П. Д. Рифей, докембрий, кембрий Молдавской ССР.— В кн.: Геология СССР. Т. XLV. Молдавская ССР. М., «Недра», 1969, с. 42—72.

Букатчук П. Д. Рифей — венд Молдавии и Западного Причерноморья.— В кн.: Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (рифею) Русской платформы. М., «Недра», 1974.

Букатчук П. Д., Заика-Новацкий В. С., Великанов В. А., Дехтярева Л. В. Путеводитель экскурсии Кишиневского совещания по верхнему докембрию Русской платформы. М., 1974. 43 с.

Булин Н. К., Афанасьев Н. А., Проняева Е. А., Эргис Е. И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмическим данным.— «Сов. геология», 1972, № 10, с. 134—140.

Булина Л. В., Спижарский Т. И. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 12, с. 21—31.

Булина Л. В., Спижарский Т. П. Гетерогенность фундамента Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 54—60.

Валеев Р. Н. Авлакогены Русской платформы.— «Труды Геол. ин-та», Казань, 1970а, № 30, с. 50—89.

Валеев Р. Н. Горизонтальные сдвиговые нарушения земной коры востока Русской платформы.— «Труды Геол. ин-та», Казань, 1970б, № 30, с. 90—98.

Валеев Р. Н. Авлакогены востока Русской платформы. Автореф. докт. дис. Л., 1974. 42 с.

Варданянц Л. А. Геологическая карта докембрийского фундамента Русской платформы масштаба 1 : 5 000 000. М., Гостоптехиздат, 1960.

Варданянц Л. А. Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы масштаба 1 : 2 500 000. М., «Недра», 1966. 30 с.

Великославинский Д. А. Петрология Выборгского массива рапакиви. Л., 1953. 143 с. (Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 3).

Веретенников Н. В., Верниковский В. Н., Клевцова А. А. Тиллиты в верхнем докембрии Белоруссии и северо-запада Украины и их значение для стратиграфии пограничных слоев рифея и венда.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Вып. 7. Львов, 1972, с. 3—13.

Веселовская М. М. Итоги петрографического изучения кристаллического фундамента Русской платформы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, № 7, с. 32—53.

Веселовская М. М. Эпигенетические изменения в породах иотния, рифея и венда на Русской платформе.— «Труды ВНИГНИ», 1969, вып. 74, т. 1, с. 66—93.

Ветрин В. Р. Граниты и пегматиты Стрельнинского слюдоносного района.— В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968, с. 144—178.

Ветрин В. Р. О возрастных соотношениях пород формаций лейкократовых гранит-аляскитов и щелочных гранитов — сиенитов.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 1. Апатиты, изд. Кольск. филиала АН СССР, 1970, с. 143—147.

Виноградов А. П. Порфировидные граниты северо-западной части Кольского полуострова.— В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968, с. 179—227.

Виноградов А. П., Тугаринов А. И. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным свинцово-урано-ториевого метода измерения абсолютного возраста. Л., «Наука», 1964, с. 185—204. (Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 19).

Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Геохронологическая шкала докембрия.— В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР. М., «Наука», 1970, с. 25—37.

Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Кнорре К. Г., Бибикова Е. В., Лебедев В. И. О возрасте кристаллического основания Русской платформы.— В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 132—148.

Власов Б. И. Верхний докембрий Волыни.— В кн.: Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (рифею) Русской платформы. М., изд. ГИНа АН СССР, 1974, с. 67—70.

Волобуев М. И., Зыков С. И., Мусатов Д. И., Ступникова Н. И. Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным.— В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., «Наука», 1964а, с. 3—58.

Волобуев М. И., Зыков Е. И., Ступникова Н. И., Стрижев В. П., Мусатов Д. И. Геохронология Енисейского кряжа.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М., «Недра», 1964б, с. 108—127.

Володичев О. И. Ранний метаморфизм пород беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья. Автореф. канд. дис. М., 1972. 25 с.

Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов. Л., «Наука», 1975. 168 с.

Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Мовшович Э. Б., Соколов Б. А. Очерк геологии Пакистана. М., «Недра», 1971. 168 с.

Вотах О. А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., «Наука», 1968. 137 с.

Вяюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., ИЛ, 1959. 295 с.

Галдобина Л. П., Михайлюк Е. М. Новые данные о стратиграфии верхнего протерозоя Западного Прионежья.— В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 236—242.

Галдобина Л. П., Михайлюк Е. М. Литология и палеогеография осадочных образований среднего протерозоя Южной Карелии.— В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., «Наука», 1971. 166 с.

Гамалея Ю. Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1968, № 2, с. 35—40.

Гамалея Ю. Н., Забродин В. Е. Древнейшие отложения осадочного чехла юго-востока Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 4.

Гарифулин Л. А. Конгломераты серии Колмозеро — Воронья.— В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 42—52.

Гардасников В. Н., Троицкий В. Н. Средне-Русский авлакоген — стержневая структура Московской синеклизы.— «Сов. геология», 1966, № 12, с. 50—58.

Гаррис М. А., Келлер Б. М., Постников Д. В., Якобсон К. Э. Докембрийский чехол Русской платформы.— В кн.: Геохронология СССР. Т. 1. Л., «Недра», 1973, с. 111—119.

Гаррис М. А., Постников Д. В. Геохронология докембрия востока Русской платформы и миогеосинклинальной области Урала.— В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука», 1970, с. 74—96.

Гаррис М. А., Постников В. Д., Лозовая Л. С. Особенности калий-аргонового датирования метасоматически измененных пород.— В кн.: Новые данные абсолютного возраста геологических формаций. М., «Наука», 1974, с. 177—184.

Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы (по данным региональных геофизических исследований). М., Изд-во АН СССР, 1963. 212 с.

Гафаров Р. А. Глубинная тектоника и типы магнитных полей древних платформ северных материков Земли.— «Геотектоника», 1970, № 4, с. 33—42.

Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ Северного полушария.— В кн.: Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М., «Наука», 1971, с. 61—170.

Гафаров Р. А. Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973, с. 87—92.

Гейслер А. Н. К вопросу о стратиграфическом расчленении и корреляции нижнекембрийских отложений северо-западной части Русской платформы.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 11, с. 5—16.

Геология СССР. Т. XXVII. Мурманская область. Ч. 1. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1958. 714 с.

Геология СССР. Т. XLII. Южная Якутия. Геологическое описание. М., «Недра», 1972. 495 с.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Под ред. М. М. Мануйловой. М., «Наука», 1968. 333 с.

Герлинг Э. К., Матвеева И. М. Возраст основных пород, определенный К-Ar методом.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М., «Наука», 1964, с. 329—341.

Гилярова М. А. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР. Л., изд-во ЛГУ, 1941. 128 с.

Гилярова М. А. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение.— «Изв. Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР», 1948а, № 1.

Гилярова М. А. К стратиграфии и тектонике карельской формации Центральной Карелии.— «Уч. зап. Ленингр. пед. ин-та», 1948б, т. 72.

Гилярова М. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии.— «Изв. Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР», 1949, № 2.

Гилярова М. А. Стратиграфия и структура Печенги. Изд-во ЛГУ, 1967. 96 с.

Гилярова М. А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Изд-во ЛГУ, 1972. 218 с.

Гилярова М. А. Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Недра», 1974. 223 с.

Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И., Приняткина Л. А., Пушкарев Ю. Д. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971. 295 с.

Глуховский М. З. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олекмо-Витимской горной страны.— «Геотектоника», 1969, № 3, с. 39—52.

Глуховский М. З. Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембрия на примере Алданского щита.— «Геотектоника», 1975, № 2, с. 3—19.

Глуховский М. З., Миронюк Е. В. Некоторые вопросы стратиграфии нижнепротерозойских отложений хребта Удокан.— В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М., «Недра», 1971, с. 195—199.

Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли.— «Геотектоника», 1973, № 2, с. 3—7.

Годзевич Б. Л., Гончаров В. Н., Дагелайская И. Н., Мошкин В. Н., Рассказов Ю. О., Фролов Ф. С. Магматические комплексы Становой складчатой области и схема их расчленения.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Труды I Дальневосточного петрографического совещания. Владивосток, 1971, с. 110—120.

Голивкин Н. И. О докембрийских корах выветривания КМА.— В кн.:Докембрийские коры выветривания. М., «Наука», 1975, с. 134—139.

Голивкин Н. И., Леоненко И. Н., Чернышев Н. М. Строение и формационное расчленение докембрия Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Тезисы II Петрографического совещания по европейской части СССР. Воронеж, 1972, с. 9—11.

Голивкин Н. И., Романюк Ю. К. Новые данные по геологии докембрия Старооскольского и Новооскольского железорудных районов КМА Русской платформы.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов европейской части СССР. Вып. 6. М., «Недра», 1970, с. 47—55.

Горбунов Г. И., Зайцев Ю. С., Чернышев Н. М. Основные черты стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива.— «Сов. геология», 1969, № 10, с. 8—25.

Горелов Б. Г. Древнейшие гранитоиды Кодаро-Удоканского района Северо-Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дис. М., 1971. 24 с.

Горлов Н. В. Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). Л., «Наука», 1967. 111 с.

Горохов И. М., Герлинг Э. К. Геологическое положение и возраст пород восточной части Балтийского щита.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., «Наука», 1974, с. 353—411.

Горяинов П. М. Об одном типе нижнепротерозойских структур Кольского полуострова.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 1. Апатиты, изд. Кольск. филиала АН СССР, 1970а.

Горяинов П. М. Структурно-стратиграфическое положение железорудных толщ Балтийского щита и некоторые теоретические аспекты геологии нижнего докембрия.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 2. Апатиты, изд. Кольск. филиала АН СССР, 1970б.

Горяинов П. М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л., «Наука», 1976. 146 с.

Грабкин О. В. Некоторые особенности складчатости гранитизированных толщ на примере иенгрской серии (Алданский щит) и беломорской серии (Балтийский щит). Автореф. канд. дис. М., 1965. 16 с.

Гранулитовая фация метаморфизма. Л., «Наука», 1972. 256 с.

Гришин М. П. Изучение природы аномалий магнитного поля с целью дешифрирования структуры фундамента Сибирской платформы.— В кн.: Вопросы разведочной и промысловой геофизики в Сибири. Новосибирск, 1973, с. 18—23. (Труды СНИИГГиМС, вып. 168).

Гришин М. П., Жеро О. Г., Пятницкий В. К., Ремпель Г. Г., Уманцев Д. Ф., Сурков В. С., Фотиади Э. Э. Геофизические исследования при изучении глубинного строения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы.— В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Сибири. Новосибирск, 1970, с. 20—29. (Труды СНИИГГиМС, вып. 86).

Гришин М. П., Пятницкий В. К., Ремпель Г. Г. Методика тектонического районирования Сибирской платформы.— В кн.: Принципы и методы тектонического районирования, тектоническая терминология. Новосибирск, изд. СНИИГГиМС, 1968, с. 50—51.

Гришин М. П., Пятницкий В. К., Ремпель Г. Г. Использование геофизических данных для тектонического районирования Сибирской платформы.— В кн.: Тектони-

ка Сибири. Т. VI. Методы составления тектонических карт. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 156—162.

Давыдов Ю. В. Рифейские карбонатные отложения юго-востока Сибирской платформы и ее обрамления (состав и происхождение). Новосибирск, «Наука», 1975. 128 с.

Дзевановский Ю. К. Замечания к статьям Н. В. Фроловой «О наиболее древних осадочных породах Земли», «Об условиях осадконакопления в архейской эре» и «О происхождении гранитов архея Восточной Сибири».— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1955, № 5, с. 94—97.

Дзевановский Ю. К., Лагздина Г. Ю., Миронюк Е. П. История геологического развития Алданского щита.— В кн.: Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 21—23.

Дедеев В. А. Методика изучения внутренней структуры фундамента платформ. Л., «Наука», 1972, с. 3—156.

Дедеев В. А. Внутренняя структура фундамента Русской и Тимано-Печорской плит и основные этапы его формирования.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973, с. 21—30.

Дедеев В. А. Структура фундамента платформенных областей Европейской платформы.— В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., «Наука», 1974, с. 49—82.

Демидов Н. Ф. Фациальные типы протерозойских комплексов Северной Карелии и их геологическое соотношение.— «Труды Карельского филиала АН СССР», вып. 26, с. 81—92.

Демидов Н. Ф., Кратц К. О. Стратиграфия и тектоника Кукасозерско-Тикшозерской зоны карелид Северной Карелии.— В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1974, с. 95—116.

Демидов Н. Ф., Соколов В. А. К вопросу о соотношении «ятулийских» и «ладожских» образований в районе северного берега оз. Малое Янисъярви.— «Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР», 1958, № 3, с. 23—27.

Демидов Н. Ф., Соколов В. А. Еще раз о соотношении ятулийских и ладожских образований северного Приладожья.— «Труды Карельского филиала АН СССР», 1960, вып. XXVI, с. 112—118.

Доброжинецкая Л. Ф. Эволюция складчатости кольской серии. Автореф. канд. дис. М., 1975. 24 с.

Долгинов Е. А., Моралов В. М., Поникаров В. П. О типах раннедокембрийских структур.— «Геотектоника», 1973, № 2, с. 8—19.

Доминиковский Г. Г., Медушевская И. А. К истории геологического развития кристаллического фундамента западного региона Восточно-Европейской платформы.— «Докл. АН СССР», 1973, т. XVII, № 2, с. 167—170.

Древнейшие породы Китая. Сборник статей. Перев. с кит. М., ИЛ. 1962.

Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д., Михайлов Д. А., Судовиков Н. Г., Ушакова З. Г. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. М., Изд-во АН СССР, 1959. 329 с.

Дубин П. В., Хоментовский В. В., Якшин М. С. Новые данные о геологии позднего докембрия Присаянья.— В кн.: Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибири. М., «Наука», 1969, с. 86—101.

Дук В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма. (Северная часть Северо-Западного Беломорья). Л., «Наука», 1967. 83 с.

Дук В. Л., Кицул В. И. Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии.— В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск, 1975, с. 5—19.

Дук В. Л., Салье М. Е., Байкова В. С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л., «Наука», 1975. 226 с.

Дюков С. А., Карпинская Н. В. Результаты геолого-геохронологических исследований в зоне сочленения Восточно-Карельских карелид с беломоридами.— В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 7—14.

Егорова Л. З. Строение и состав кристаллического фундамента и бавлинских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей.— «Труды Куйбышевского НИИНП», 1964, вып. 24, с. 203—207.

Елисеев Н. А., Горбунов Г. И., Елисеев Э. Н., Масленников В. А., Уткин К. Н. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Л., Изд-во АН СССР, 1961. 357 с.

Ефимов М. М. О раннеорогенных интрузиях габбро-лабрадоритов Северо-Западного Беломорья.— В кн.: Геология и полезные ископаемые докембрия Карельской АССР. Петрозаводск, изд. Карельск. филиала АН СССР, 1969, с. 97—98.

Ефимов М. М. Древнейшие вулканогенные образования центральной части Беломорского блока. Автореф. канд. дис., 1973.

Жарков М. А., Советов Ю. К. Иркутский горизонт, его объем и стратиграфическое положение.— В кн.: Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибири. М., «Наука», 1969, с. 34—55.

Жарков М. А., Хоментовский В. В. Основные вопросы стратиграфии нижнего кембрия венда юга Сибирской платформы в связи с соленостью.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1965, т. 40, вып. 1, с. 100—118.

Жданов В. В. История тектоно-магматического развития печенгской осадочно-эффузивной серии.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964, с. 21—34.

Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М., «Наука», 1966.

Жуков Г. В., Жуков М. М. Разломная тектоника южного склона Приазовского кристаллического массива.— «Геол. журнал», 1975, т. 35, вып. 4, с. 138—143.

Журавлева З. А., Комар В. А., Чумаков Н. М. Стратиграфическое соотношение патомского комплекса с осадочными отложениями западного и северного склонов Алданского щита.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 123, № 5.

Загородный В. Г. К вопросу о стратиграфии Печенгской серии.— В кн.: Вопросы геологии Кольского полуострова. М.— Л., «Наука», 1962, с. 84—89.

Загородный В. Г., Бекасова Н. Б., Пушкин Г. Ю., Радченко А. Т. К геологии среднепротерозойских образований Печенгско-Варзугской зоны.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 3. Апатиты, изд. Кольск. филиала АН СССР, 1972а, с. 11—17.

Загородный В. Г., Бекасова Н. Б., Пушкин Г. Ю., Радченко А. Т. Особенности среднепротерозойского вулканогенно-осадочного литогенеза на Кольском полуострове.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 4. Апатиты, изд. Кольск. филиала АН СССР, 1972б, с. 3—7.

Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. Л., «Наука», 1964. 208 с.

Зайцев Ю. С., Агейкин А. С., Голышкина Р. И., Шибанов В. М. Новые данные по геологии докембрия юго-восточной части Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 59—73.

Закруткин В. В. Первичная природа основных параметаморфитов чарнокитовых серий.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 2. М., «Недра», 1975, с. 99—103.

Замараев С. М. Тектоническое строение и история геологического развития юго-восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Геофизические исследования и проблема нефтегазоносности юга Сибирской платформы. Вып. 2. М., Гостоптехиздат, 1962, с. 128—193.

Замараев С. М. Основные этапы развития и основные элементы структуры южной части Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 2, с. 73—83.

Зандер В. А., Томашунас Ю. М., Берковский А. Н., Суворова Л. В., Дедеев В. А., Кратц К. О. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., «Недра», 1967. 123 с.

Зленко Н. Д., Шпак Н. С. Раннесинийские субвулканические образования юго-восточной части Алданского щита.— «Труды ВАГТ», 1961, вып. 7, с. 52—65.

Зоричева А. И. К стратиграфии палеозойских отложений севера Русской платформы.— «Материалы ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1956, вып. 14, с. 153—166.

Иванова З. П., Веселовская М. М., Кирсанов В. В. О распространении волынской серии на Русской платформе.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1965, т. 40, № 5, с. 137—146.

Иванова Т. В. Некоторые вопросы седиментогенеза нижнерифейских отложений Северо-Западной Башкирии.— «Труды геол. ин-та», Казань, 1970, вып. 26, с. 7—14.

Иголкина Н. С. Докембрийские отложения осадочного чехла на севере Русской платформы.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1961, № 43.

Искандерова А. Д., Неймарк Л. А., Полевая Н. И. Корреляция некоторых протерозойских карбонатных отложений Восточно-Европейской платформы по данным свинцово-изохронного метода.— В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. Тезисы докладов XIX сессии АН СССР. М., «Наука», 1975, с. 53.

Кайряк А. И. Бесовецкая свита как новая стратиграфическая единица протерозоя Южной Карелии.—«Труды Ленинград. о-ва естествоиспыт.», 1963, т. XXIII, № 1.

Кайряк А. И. Бесовецкая серия в Онежской структуре. Л., «Недра», 1973. 176 с.

Кайряк А. И., Хазов Р. А. Иотнийские образования Северо-Восточного Приладожья.— «Вестн. ЛГУ», 1967, № 12. Серия геол. и геогр., вып. 2, с. 62—72.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965. 190 с.

Каляев Г. И. Положение Украинского щита в докембрийской структуре Русской платформы.— В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, «Наукова думка», 1971.

Каляев Г. И., Комаров А. Н. Складчатые структуры Кировоградского блока.— «Геол. журнал», 1969, т. 29, вып. 6, с. 32—39.

Карасев О. И. Основные закономерности строения и нефтегазоносность позднедокембрийских и раннекембрийских платформенных бассейнов в связи с нефтегазоносностью южной части Сибирской платформы.— В кн.: Геолого-геофизические исследования в Тунгусской синеклизе и смежных районах. М., «Недра», 1971, с. 130—135.

Карта тектоники докембрия континентов. М-б 1 : 15 000 000. Под редакцией Ю. А. Косыгина. Новосибирск — М., 1972.

Келлер Б. М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). Изд-во МГУ, 1968. 101 с. (Очерки по региональной геологии, вып. 2).

Келлер Б. М. Венд, юдомий и терминальный рифей (вендомий).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1973а, № 1, с. 86—92.

Келлер Б. М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. М., 1973б, 120 с. (Итоги науки и техники, т. 5).

Келлер Б. М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. М., ВИНИТИ, 1973в. 120 с. (Итоги науки и техники. Серия «Общая геология», т. 5).

Келлер Б. М., Семихатов М. А. Опорные разрезы рифея материков.— В кн.: Стратиграфия и палеонтология. М., 1968, с. 5—108.

Кирсанов В. В. Новые данные по стратиграфии докембрийских отложений центральных районов Русской платформы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1968, № 4.

Кирсанов В. В. Вендские отложения центральных районов Русской платформы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970а, № 12, с. 55—65.

Кирсанов В. В. Новые данные по стратиграфии рифейских отложений востока Русской платформы.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1970б, т. XLV (3), с. 12—25.

Кирьянов В. В. Стратиграфия и акритархи нижнего кембрия Волыно-Подолии. Автореф. канд. дис. Киев. 1971.

Кицул В. И., Лазебник К. А. Геология и петрография докембрийских кристаллических образований района слияния Алдана и Унгры. (К проблеме «Унгринского клина»).— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 135—158.

Клевцова А. А. Поздний докембрий Пачелмского прогиба и других частей Русской платформы.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 150, № 3, с. 623—626.

Клевцова А. А. Стратиграфическое соотношение разрезов верхнедокембрийских отложений Русской платформы.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1968, № 9, с. 10—20.

Клевцова А. А. Об основных чертах истории Русской платформы в рифее.— «Изв. вузов. Геол. и разведка», 1971, № 7, с. 3—13.

Клевцова А. А. Основные черты развития Русской платформы в венде.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1972, № 8, с. 3—15.

Козлов Е. К., Юдин Б. А., Докучаева В. С. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Л., «Наука», 1967. 166 с.

Колосов П. Н. Стратиграфия верхнего докембрия юга Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975. 154 с.

Колотухина С. Е., Моралев В. М., Топунова Г. А., Клаповская Л. И., Бурков В. В., Рожанец А. В. Геология и экономика месторождений редких элементов государств Индия и Шри Ланка. М., «Наука», 1975. 152 с.

Комар В. А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М., «Наука». 1966. 122 с.

Комаров О. М., Притков Ф. Я. Про деякі типи розривних структур центральній частині Волинського блока.— «Докл. АН УРСР. Серия Б», 1973, № 12, с. 1069—1073.

Комаров А. Н., Притков Ф. Я. Структура центральной части Волынского блока.— «Геол. журнал», 1975, т. 35, вып. 4, с. 56—63.

Комаров О. М., Притков Ф. Я., Репринцев М. В. Нові дані про складчату структуру північно-західної частини Волино-Подільського блоку.— «Докл. АН УРСР. Серия Б», 1974, № 2, с. 118—121.

Копелиович А. В. К характеристике палеозойских отложений Северо-Западного Подмосковья по данным бурения в районе ст. Редкино.— В кн.: К геологии центральных областей Русской платформы. М., Госгеолиздат, 1951а, с. 86—98.

Копелиович А. В. Некоторые вопросы стратиграфии нижнего кембрия Центральных областей Русской платформы.— «Докл. АН СССР», 1951б, т. 24, № 5.

Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. М., Изд-во АН СССР, 1936. (Труды ЦНИГРИ, вып. 86).

Корниовский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967. 298 с.

Корниовский С. П., Баженова Г. Н. Взаимоотношения чарнокитов с анортозитами Каларского массива (Олекмо-Витимское нагорье) в связи с проблемой анортозит-чарнокитовой формации.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 2, с. 447—450.

Кравченко Г. Л. Новые данные о составе и возрасте железисто-известково-силикатных сланцев Приазовья.— «Геол. журнал», 1970, вып. 6, с. 53—60.

Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита.— «Труды ЛАГЕД АН СССР», 1955, вып. 5, с. 177—188.

Кратц К. О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии.— «Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР», 1958, № 2, с. 9—15.

Кратц К. О. Свекофенниды и карелиды.— В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961, с. 5—9.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии.— «Труды ЛАГЕД АН СССР», 1963, вып. 16, с. 205—209.

Кратц К. О., Демидов Н. Ф. Стратиграфия и тектоника Кукасозерско-Тикшозерской зоны карелид Северной Карелии.— «Труды Карельск. филиала АН СССР», 1963, вып. II.

Кратц К. О., Лазарев Ю. И. Основные черты тектонических структур ятулия Карелии.— В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961, с. 43—57.

Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Яскевич Н. И., Борисова К. Д., Сокол Р. С. Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Л., «Наука», 1969. 266 с..

Кратц К. О., Шуркин К. А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита.— В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. М.— Л., Госгеолтехиздат, 1960, с. 7—20.

Кратц К. О., Шуркин К. А., Масленников В. А., Лобач-Жученко С. Б. Региональная схема стратиграфии докембрийских образований.— В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 120—129.

Крашенинникова О. В. Древние свиты западного склона Украинского кристаллического щита. Киев, Изд-во АН УССР, 1956. 194 с.

Кришнан М. С. Железные руды Индии.— В кн.: Железорудные месторождения мира. Т. 1. М., ИЛ, 1955, с. 324—356.

Крутиховская З. А., Пашкевич И. К., Симоненко Т. Н. Магнитное поле древних щитов и некоторые вопросы его геологической интерпретации.— В кн.: Геология и геофизика моря. Геофизические исследования земной коры. М., «Наука», 1972, с. 104—115.

Кузнецов Ю. А. Основные типы магмаконтролирующих структур и магматической формации.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 9, с. 3—24.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 10. с. 108—122.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969, с. 65—78.

Куклей Л. Н. Особенности структуры Беломорского комплекса докембрия на примере района Реколатва-Касси. Автореф. канд. дис. МГУ, 1970.

Кулиш Е. А. Кварциты архея в южной части Алданского щита. Магадан, 1964. 120 с.

Кулиш Е. А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск, 1973. 369 с.

Курицын В. В. Новые данные по стратиграфии архея района железорудных месторождений в центральной части Алданского щита.— В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971, с. 62—69.

Лавров М. М. Нижнепротерозойские формации гипербазитов и дифференцированных габбро-норитовых интрузий Северо-Карельской структурной зоны.— В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968, с. 74—87.

Ладиева В. Д. Осадочно-вулканогенные формации Конкско-Белозерской зоны.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.

Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костамукшского месторождения КАССР. Л., «Наука», 1971. 192 с.

Лазарев Ю. И. Тектоническое развитие ранних карелид Карелии.— «Геотектоника», № 5, 1973, с. 50—63.

Лазарев Ю. И., Кожевников В. Н. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Л., «Наука», 1973. 126 с.

Лазебник К. А. Минералого-петрографическая характеристика чарнокитов Алданского щита.— В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск, 1975, с. 96—132.

Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов, 1956. 195 с.

Лапинская Т. А., Богданова С. В. Основные черты геологического строения и главнейшие метаморфические и магматические комплексы докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области.— В кн.: Тезисы II Петрографического совещания по европейской части СССР. Воронеж, 1972, с. 11—13.

Латышев Л. Н. Стратиграфия суперкрустальных образований тундры Корва.— В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1974, с. 61—66.

Левин В. Я. Щелочная провинция Ильменских вишневых гор. М., «Наука», 1974. 222 с.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация.— «Труды СПб об-ва естествоиспытателей», 1888, т. 19.

Левковский Р. З. Геологическое строение и механизм формирования рапакиви северо-западной части Кольского полуострова.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 30—31.

Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М., «Наука», 1965. 184 с.

Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 6, с. 1366—1369.

Леонтьев А. Н. О тектоническом плане Сибирской платформы в протерозое — позднем докембрии и о природе Вилюйской впадины.— «Труды геол. музея АН СССР», 1963, вып. 14.

Ли Пу. К вопросу о массивах ультраосновных пород Китая.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 415—417.

Ли Пу, Чен Ю-чи, Ту Гон-чжи, Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Кнорре К. Г., Полевая Н. И., Брандт С. Б. Об абсолютном возрасте горных пород Китайской Народной Республики.— «Геохимия», 1960, № 7, с. 563—569.

Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Платоненкова Л. Н., Сипарова Ю. А. Глубинный разрез Кейвской синклинорной зоны.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 104—110.

Лобач-Жученко С. Б., Кратц К. О., Герлинг Э. К., Горохов И. М., Кольцова Т. В., Морозова И. М., Крылов И. Н., Чекулаев В. П., Пушкарев Ю. Д., Спринцсон В. Д. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., «Наука», 1972. 193 с.

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., «Наука», 1974. 207 с.

Лопухин А. С., Моралев В. М. Водорослеподобные микроископаемые в архейских породах Южной Индии.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1973, № 7, с. 185—187.

Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., «Наука», 1964. 124 с.

Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1975. 167 с.

Макаров К. К. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности южного склона Анабарской антеклизы (Восточная Сибирь). Автореф. канд. дис. Л., 1970. 23 с.

Макиевский С. И., Николаева К. А. Конгломераты и древние коры выветривания в метаморфических толщах докембрия северо-запада Кольского полуострова.— В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 28—42.

Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 51—58.

Маракушев А. А., Ким Хак Дзе, Ким Хенсо, Мишкин М. А. Метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья и связанные с ними полезные ископаемые.— В кн.: Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М., «Наука», 1966, с. 9—123.

Мардла А. К., Менс К. А., Кала Э. А., Каяк К. Ф., Эрисалу Э. К. К стратиграфии кембрийских отложений Эстонии. Вильнюс, «Минтис», 1968.

Ма Син-юань, Ян Вэн-жань. Некоторые основные вопросы геотектоники Китая.— «Scientia Sinica», 1962, vol. 11, № 4, p. 529—548.

Матур Л. П., Эванс П. Нефть в Индии. М., «Недра», 1966. 144 с.

Махнач А. С., Веретенников Н. В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1970. 233 с.

Мац В. Д. Верхний докембрий Западного Прибайкалья и западной окраины Северо-Байкальского нагорья (стратиграфия и история развития). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1965. 26 с.

Миронюк Е. П. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношение Олёкминской серии и станового комплекса.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 93—109.

Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология Западной части Алданского щита. М., «Недра», 1971. 237 с.

Мирская Д. Д. О стратиграфии осадочно-вулканогенных образований восточного побережья Кольского полуострова.— В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 112—121.

Мирская Д. Д. Суперкрустальные формации Кейвской зоны.— В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольск. филиала АН СССР, 1975.

Мишарев Д. Т., Амеландов А. С., Захаренко А. И., Смирнова В. С. Стратиграфия, тектоника, пегматитоносность Северо-Западного Беломорья. Л., «Недра», 1960. 112 с.

Мокшанцев К. Б. Роль орогенного этапа в развитии платформ и складчатых областей на примере Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской области.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., «Наука», 1970, с. 27—40.

Мокшанцев К. Б. Основные черты строения и развития орогенных областей северо-востока Азии.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 7. М., «Наука», 1976, с. 215—223.

Мокшанцев К. Б., Березкин В. И., Петров А. Ф. Основные черты вулканизма докембрия Алданского щита.— В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций. Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1975, с. 106—107.

Мокшанцев К. Б., Горштейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской СССР. М., «Наука», 1964. 290 с.

Моралев В. М. Горизонтальные движения и тектоническое положение провинций метаморфогенных пегматитов (на примере Индии).— «Геол. рудных месторожд.», 1975, № 1, с. 81—85.

Моралев В. М., Вороновский С. Н., Бородин Л. С. Новые данные о возрасте карбонатитов и сиенитов Южной Индии.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 222, № 1, с. 179—182.

Моралев В. М., Перфильев Ю. С. Типы метаморфизованных марганцевых месторождений Индии.— В кн.: Полезные ископаемые и закономерности их размещения в странах Африки и зарубежной Азии. М. «Недра», 1970, с. 150—159. (Труды НИЛЗарубежгеологии, вып. 21).

Моралев В. М., Перфильев Ю. С. К геологии докембрия Южной Индии.— «Сов. геология», 1972, № 6, с. 98—107.

Моралев В. М., Перфильев Ю. С. Тектоника докембрия Индийской платформы.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии. Владивосток, изд. Ин-та тектоники и геофизики, 1974, с. 203—221.

Морозов С. Г., Ревенко Э. А. О возрасте карбонатных толщ бавлинских отложений Башкирии.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 4, с. 917—920.

Морозов С. Г., Солонцов Л. Ф. Основные проблемы стратиграфии верхнего докембрия Западной Башкирии.— В кн.: Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию Русской платформы. М., «Недра», 1974, с. 108—118.

Мошкин В. Н. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджур.— В кн.: Докембрий восточных районов СССР. Л., «Недра», 1961, с. 39—70.

Мошкин В. Н., Дворкина Б. Д., Дагелайская И. Н., Кравцова Е. И., Шустова Л. Е., Богуславский И. С. Основные черты развития докембрийского магматизма на примере Алдано-Станового и Канадского щитов.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., «Недра», 1971, с. 70—74.

Муратов М. В. Тектоника Индийской платформы и сравнение ее развития с Восточно-Европейской.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1964, № 10, с. 10—29.

Неволин Н. В., Богданова С. В., Лапинская Т. А., Подоба Н. В., Ртищева В. Ф., Серова А. Д. Основные черты строения фундамента Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. М., «Наука», 1968, с. 88—91.

Негруца В. З. Стратиграфия и литогенез среднепротерозойских отложений Карелии в связи с проблемой металлоносных кварцевых конгломератов. Автореф. канд. дис. Л., 1967.

Негруца В. З. Характеристика стратотипического разреза сариолийской серии и обоснование положения этой серии в сводном разрезе. Л., 1971.

Неелов А. Н., Глебовицкий В. А., Байкова В. С., Дуд Г. Г., Корсаков Л. П., Милькевич Р. И., Седова И. С., Турченко С. П. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971, с. 117—143.

Неуструев Ю. С. К изучению стратиграфии и метаморфизма кристаллических пород Северной Карелии. М.— Л., ГОНТИ, 1938.

Нужнов С. В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. 175 с.

Нужнов С. В. Региональная стратиграфическая шкала протерозоя Алданского щита.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 18, Якутск, 1968, с. 19—37.

Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1959, № 7, с. 21—31.

Одинцов М. М., Витте Л. В. Основные черты структуры кристаллического фундамента юго-западной части Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 3, с. 13—21.

Одинцов М. М., Твердохлебов В. А., Владимиров В. М. Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 41—78.

Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 10, с. 3—12.

Павловский Е. В. Тектонические аспекты проблемы анортозитов.— «Геотектоника», 1967, № 5, с. 68—89.

Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 5, с. 23—39.

Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков.— «Геотектоника», 1975, № 6, с. 3—14.

Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры).— В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 9—54.

Пап А. М. Магматические и метаморфические комплексы докембрия БССР. Минск, Изд-во АН БССР, 1962. 231 с.

Пап А. М., Борковская В. М. Петрохимические особенности изверженных и метаморфических пород докембрия БССР. Минск, «Наука и техника», 1968. 161 с.

Педашенко А. И. Кристаллический фундамент средней части Русской платформы. М., Гостоптехиздат, 1959. 217 с.

Перевозчикова В. А., Поляк Э. А. Печенгская зона.— В кн.: Тектоника восточной части Балтийского щита. Л., «Недра», 1974, с. 128—136.

Петров А. Ф. Стратиграфия и возраст позднедокембрийских отложений междуречья Олёкмы, Токко и Чары.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 11. Якутск, 1963, с. 34—40.

Петров А. Ф. Геология западной части Алданского щита в бассейнах рек Чары и Токко.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 110—134.

Петров А. Ф. Стратиграфия верхнеархейских и нижнепротерозойских отложений запада Алданского щита.— «Сов. геология», 1974а, с. 135—142.

Петров А. Ф. Схема расчленения докембрия западной части Алданского щита.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974б, с. 40—41.

Петров А. Ф. Структурно-вещественные комплексы протерозоя запада Алданского щита.— В кн.: Новые данные о геологии и нефтегазоносности Якутской АССР. Якутск, 1974в, с. 43—51.

Петров А. Ф. Тектоника докембрия западной части Алданского щита. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1974 г. 25 с.

Петров А. Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск, «Наука», 1976. 122 с.

Петров А. Ф., Колосов П. Н. Некоторые вопросы геологии и тектоники западного склона Алданского щита.— В кн.: Проблемы геологии древних платформ. Красноярск, 1973, с. 24—47.

Петров Б. М. Абсолютный возраст раннедокембрийских образований Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 261—264.

Писарчик Л. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии. Л., «Недра», 1975. 195 с.

Подоба Н. В., Серова А. Д. О структуре кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964, с. 89—99.

Полищук В. Д. Основные черты геологического строения и история геологического формирования докембрия КМА.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрально-Черноземных областей. Воронеж, 1964, с. 14—19.

Полищук В. Д., Голивкин Н. И., Зайцев О. С. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Т. 1. Геология. Кн. 1. Докембрий. М., «Недра», 1970. 493 с.

Полищук В. Д., Полищук В. И. Некоторые особенности вещественного состава и метаморфизма вулканогенных и первично-осадочных пород верхнего структурного яруса докембрия Воронежской антеклизы.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1967, № 6, с. 134—135.

Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова.— «Труды Аркт. ин-та», 1936, т. 53.

Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита.— В кн.: Труды XVII сессии Междунар. геол. конгресса. Т. 2. М., 1939.

Полканов А. А. Краткий очерк геологии наиболее восточной части Фенноскандии — Карелии и Кольского полуострова.— «Уч. зап. ЛГУ», 1940, № 48. Серия геол.-почв. наук, вып. 9.

Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология докембрия Балтийского щита.— В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 57—82.

Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления.— «Труды ЛАГЕД АН СССР», 1961, вып. 12, с. 7—102.

Полькин Я. И. История развития структуры северо-западной части Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. II. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 13—20.

Поляк Э. А. Блоковые структуры южного обрамления Печенгского синклинория.— В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., «Наука», 1967, с. 93—97.

Поляк Э. А. Геологическое строение Печенгской структурной зоны.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 11—118.

Попов М. Г. Магматические формации района Хирсюля-Кивач. Петрозаводск, «Карелия», 1968.

Постникова И. Е. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений Сердобско-Пачелмского района.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1953, № 5, с. 132—135.

Постникова И. Е. Додевонские отложения Центральной и Восточной частей Русской платформы.— В кн.: Кембрийская система, ее палеогеография и проблема нижней границы. Междунар. геол. конгресс, XX сессия. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 275—285.

Постникова И. Е., Кирсанов В. В. Разрез верхнего докембрия Московского грабена.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1970, т. 15(3), с. 26—33.

Предовский А. А., Петров В. П. О соотношении питкаранской и ладожской толщ протерозоя в Северном Приладожье.— В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма Т. 2. Л., Изд-во ЛГУ, 1964, с. 154—175.

Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. Н. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия. Л., «Наука», 1967. 139 с.

Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского района. Петрозаводск, изд. Карельск. филиала АН СССР, 1976. 72 с.

Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1972. 187 с.

Проводников Л. Я. Фундамент платформенных областей Сибири. Новосибирск, «Наука», 1975. 269 с.

Проскуряков В. В. Геологическое строение и особенности дифференциации основной интрузии Панских высот на Кольском полуострове.— В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. Л., «Наука», 1967, с. 40—54.

Прусс А. К. Нижнепротерозойская полоса Брусилов — Одесса и ее возможное продолжение в Белоруссии.— В кн.: Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. Минск, «Наука и техника», 1965, с. 305—312.

Путеводитель экскурсии по Карелии. Симпозиум «Корреляция докембрия». М., ЮНЕСКО, МСГН, 1975. 54 с.

Пуура В. А. Структура южного склона Балтийского щита. Автореф. канд. дис. Таллин, 1974.

Пушкарев Ю. Д. Геохимия аргона в связи с проблемой интерпретации калий-аргоновых датировок магматических и метаморфических пород докембрия (на примере Северо-Кольской части зоны сочленения беломорид и карелид в районе Топозера). Автореф. канд. дис. М., 1971. 21 с.

Рабкин М. И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. М., Госгеолтехиздат. 1959. 164 с.

Работнов В. Т. Стратиграфия позднедокембрийских отложений Олекмо-Токкинского междуречья.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 156, № 6, с. 1351—1354.

Работнов В. Т., Кулибакина И. Б., Фрадкин Г. С. Нефтегазоносность верхнего докембрия.— В кн.: Нефтегазоносность Западной Якутии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 14—28.

Равич М. Г. Южноиндийские чарнокиты.— В кн.: Проблемы геологии. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. М., «Наука», 1966, с. 179—193.

Реутов Л. М. Стратиграфия и структура архея центральной части Алданского щита. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1974. 30 с.

Ремпель Г. Г. Выравнивание экспериментальных данных нелинейным методом параболы.— «Физика Земли», 1974, № 3, с. 101—105.

Решение Второго совещания постоянной комиссии МСК по отложениям позднего докембрия СССР (Москва, 1961).— «Бюл. Междунар. стратиграф. комитета», 1962, № 5, с. 5—11.

Рийконен О. А. Основной вопрос стратиграфии протерозоя Центральной Карелии.— В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961, с. 84—89.

Робонен В. И., Коросов В. И. О природе порфиробластических амфиболитов пебозерского типа (Восточная Карелия).— В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1974, с. 78—88.

Робонен В. И., Коросов В. И., Елисеев М. А. Стратиграфия и тектоника вулканогенных комплексов Пебозерского района (Восточная Карелия).— В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1974а, с. 59—77.

Робонен В. И., Рыбаков С. И., Светова А. И. Вулканогенные формации нижнего протерозоя Хаутаваарской зоны (Южная Карелия).— В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1974б, с. 21—41.

Рой С. Генетическое исследование докембрийских марганцевых формаций Индии.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 244—258.

Руденко В. Е. История геологического развития Хаутаваарской структуры в связи с проблемой образования колчеданных руд (Южная Карелия).— В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Т. IV. Л., 1972, с. 84—98.

Рудник В. А., Соботович Э. В. О возрасте полиметаморфических комплексов иенгрской серии Алданского щита.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 4, с. 834—837.

Рябенко В. А. Основные черты тектонического строения. Киев, «Наукова думка», 1970. 125 с.

Савинский К. А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., «Недра», 1972. 165 с.

Рыка В. Породы докембрийской платформы в Польше. LXV III, 1973, с. 152—161.

Савицкий А. В., Штеллер Э. И. Геологическое истолкование Тыркандинской зоны аномального магнитного поля.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 76—84.

Савицкий А. В., Штеллер Э. И. О магнитных свойствах архейских метаморфических пород центральной части Алданского щита.— В кн.: Вопросы разведочной геофизики. Вып. 6. Л., «Недра», 1967, с. 76—84.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. Стратиграфия. М., «Недра», 1964. 515 с.

Салоп Л. И. К стратиграфии нижнего докембрия Южной Индии.— В кн.: Проблемы геологии. Международный геол. конгресс. XXII сессия. М., «Наука», 1966, с. 59—70.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II. Магматизм, тектоника. М., «Недра», 1967. 699 с.

Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973. 309 с.

Салоп Л. И., Мурина Г. А. Возраст Бердяушского плутона рапакиви и проблема геохронологических границ нижнего рифея.— «Сов. геология», 1970, № 5, с. 15—27.

Салоп Л. И., Травин Л. В. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита.— «Сов. геология», 1971, № 3, с. 5—19.

Салоп Л. И., Травин Л. В. Новые данные по стратиграфии и тектонике архейских образований центральной части Алданского щита.— В кн.: Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., «Наука», 1974, с. 5—82.

Саранчина Г. М. Нижнепротерозойские гранитоиды Приладожья.— В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1966.

Свириденко Л. П. Петрология гранитов рапакиви Салминского массива.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1967, № 2, с. 40—45.

Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви. Петрозаводск, 1968. 116 с.

Семененко Н. П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Киев, Изд-во АН УССР, 1964.

Семененко Н. П., Виноградов А. П., Каплев Л. В. Геохронология докембрия Украины. Киев. «Наукова думка», 1965. 262 с.

Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., «Наука», 1974. 301 с.

Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1967, № 4, с. 87—103.

Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М., Жук-Почекутов К. А., Горбачев О. В. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., «Наука», 1972. 212 с.

Симон А. К. Особенности пространственного размещения, типы и характеристика вещественного состава ультраосновных интрузий восточной части синклинория Иманда — Варзуга — Сосновка.— В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 108—118.

Симоненко Т. Н., Толстихина М. М. Некоторые закономерности глубинного строения территории СССР.— «Сов. геология», 1965, № 4, с. 74—89.

Симоненко Т. Н., Толстихина М. М. Блоковое строение складчатого фундамента европейской части СССР.— «Геотектоника», 1968, № 4, с. 37—53.

Ситдиков Б. С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань, 1968. 435 с.

Ситдиков Б. С. Литостратиграфические комплексы фундамента Русской плиты в пределах Татарского свода.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Наука», 1975.

Скляров Р. Я. Некоторые черты геологического строения Чадобецкого антиклинального поднятия.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 3, Красноярск, 1962, с. 21—29.

Соколов Б. С., Дзевановский Ю. К. О стратиграфическом положении и возрасте осадочной толщи докембрия.— «Сов. геология», 1957, сб. 55, с. 32—50.

Соколов В. А. К геологии протерозойских (верхнекарельских) карбонатных пород южной части КАССР.— «Труды Карельского филиала АН СССР», 1958, вып. XI.

Соколов В. А. Структурно-фациальные типы разрезов карбонатных пород Прионежья.— «Труды Карельского филиала АН СССР», 1959, вып. XII, с. 197—225.

Соколов В. А. О цикличном строении терригенно-карбонатной толщи протерозоя Южной Карелии.— «Труды Карельского филиала АН СССР», 1960, вып. 26, с. 58—64.

Соколов В. А. Геология и литология среднепротерозойских карбонатных пород Карелии. Л., Изд-во АН СССР, 1963. 185 с.

Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. И., Хейсканен К. И. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1970. 366 с.

Соллогуб В. Б. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Украине.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы. М., «Наука», 1967, с. 8—19.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Глубинное строение и эволюция земной коры.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев, «Наукова думка», 1975.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А. Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных глубинных геофизических исследований.— «Геол. журнал», 1972, т. 32, вып. 4, с. 3—11.

Соловьева И. А. Геофизические данные о строении земной коры древних платформ северного полушария.— В кн.: Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М., «Наука», 1971, с. 9—60.

Солонцов Л. Ф. Итоги изучения рифейских отложений востока Русской платформы и современные представления о ее стратиграфическом расчленении в пределах Татарии.— «Изв. Казанского филиала АН СССР. Серия геол.», 1960, № 9, с. 209—224.

Солонцов Л. Ф. Верхнедокембрийские образования Рязано-Саратовского прогиба. Автореф. канд. дис. Казань, 1975. 27 с.

Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М. Рифей Восточно-Европейской платформы.— «Изв. вузов. Геол. и разведка», 1969, № 10, с. 3—14.

Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М. О стратиграфии валдайской серии Восточно-Европейской платформы.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1970, № 6, с. 3—13.

Солонцов Л. Ф., Клевцова А. А., Аксенов Е. М. Новые данные по стратиграфии отложений верхнего протерозоя востока Русской платформы.— «Сов. геология», 1966, № 1, с. 71—77.

Солонцов Л. Ф., Хоментовский В. В., Аксенов Е. М. Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Восточно-Европейской платформы и его возможные аналоги на Сибирской платформе.— В кн.: Аналоги вендского комплекса в Сибири. М., «Наука», 1975, с. 207—224.

Спрыгина Т. В. Русская платформа.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. II. М., «Недра», 1968, с. 446—449.

Ставцев А. Л. Тектоника юго-востока Сибирской платформы и сопредельных подвижных областей. Автореф. канд. дис. М., 1968. 22 с.

Станковский А. Ф., Синицын А. В., Шишкарев Н. Ф. Погребенные траппы Онежского полуострова Белого моря.— «Вестн. ЛГУ», 1972, № 18. Серия геол. и геогр., вып. 3, с. 12—20.

Стащук М. Ф. Літологічні особливості давньопалеозойських відкладів середнього Придністровья. Київ, АН УРСР, 1958, с. 42—43.

Стенарь М. М. Осадочно-вулканогенные образования района Большозера (Западная Карелия).— «Труды Карельск. филиала АН СССР», 1960, т. XXVI, вып. 6, с. 65—75.

Стенарь М. М. Беломорская серия архея Кемско-Беломорского района (Западное Беломорье).— В кн.: Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды. Петрозаводск, «Карелия», 1969, с. 38—48.

Стенарь М. М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья).— «Геотектоника», 1972, № 5, с. 43—53.

Стратиграфический словарь СССР. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.

Судовиков Н. Г. Краткий обзор дочетвертичной геологии Карелии. Путеводитель Северной экспедиции XVII сессии МГК. ОНТИ, 1937.

Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья.— «Труды Ленинград. геол. управл.», 1939, вып. 19.

Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1954.

Судовиков Н. Г. К методике структурного и стратиграфического изучения архейских образований.— В кн.: Труды Межвед. совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 218—225.

Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П., Харитонов А. Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., «Наука», 1970.

Судовиков Н. Г., Другова Г. М., Крылова М. Д., Михайлов Д. А. Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горно-промышленного района.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1962, № 11, с. 42—51.

Суслова С. Н. Некоторые вопросы генезиса гиперстеновых диоритов на Кольском полуострове.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 232—237.

Сыстра Ю. И. О складчатых структурах района Пиземские озера — Каменные озера (Западное Беломорье).— «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 5.

Тектоника Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975. 198 с.

Тектоническая карта Евразии. Под ред. А. Л. Яншина. М., изд. ГИН АН СССР и Министерства Геологии СССР, 1966.

Тектоническая карта Европы. М-б 1 : 2 500 000. Под ред. Н. С. Шатского. М., «Недра», 1964.

Тимергазин К. Р. Диабазовая формация платформенной области Башкирии.— В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 2. Уфа, 1959, с. 63—91.

Тимофеев В. Н. Петрография Карелии. Л., Изд-во АН СССР, 1935.

Тихомиров С. Н. О новых массивах рапакиви в Прибалтике и Ленинградской области.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 164, № 4, с. 889—890.

Тихомиров С. Н. Геологическое строение докембрийского фундамента в пределах Ленинградской области и Прибалтики. Автореф. канд. дис. Л., 1966. 26 с.

Тихомиров С. Н., Яновский А. С. Новые данные о докембрии Юго-Восточного Приладожья.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 3, с. 660—663.

Травин Л. В. Стратиграфия и дометаморфические формации архея Алдано-Учурского междуречья. Автореф. канд. дис. Л., 1975. 29 с.

Тугаринов А. П., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1970. 432 с.

Тугаринов А. П., Шанин Л. Л., Казаков Г. А., Аракелянц М. М. О возрасте пород виндийской системы по глауконитам.— «Геохимия», 1965, № 6, с. 652—660.

Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Горлова Н. В. О возрастном соотношении карельской и беломорской формаций.— «Геохимия», 1970, № 3, с. 303—309.

Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Горощенко Г. Л. О возрасте гранулитов Балтийского щита.— «Геохимия», 1968, № 9, с. 1052—1061.

Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Макаров В. А. О геохронологии Беломорской формации.— В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М., «Наука», 1974, с. 120—124.

Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Макаров В. А. Цирконовая хронология восточной части Балтийского щита.— В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений. М., «Наука», 1976.

Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Краснобаев А. А., Макаров В. А. Геохронология уральского докембрия.— «Геохимия», 1970, № 4, с. 501—510.

Тугаринов А. И., Зыков С. И., Бибикова Е. В. Об определении абсолютного возраста осадочных пород свинцово-урановым методом.— «Геохимия», 1963, № 3, с. 266—284.

Тугаринов А. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. К геохронологии юга Сибирской платформы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 1, с. 21—37.

Тугаринов А. И., Шанин Л. Л., Казаков Г. А., Аракелянц М. М. О возрасте пород виндийской системы по глауконитам.— «Геохимия», 1965, № 6, с. 652—660.

Тяпкин К. Ф. Новая ротационная гипотеза формирования тектонических структур в земной коре.— «Геол. журнал», 1974, т. 34, вып. 4, с. 3—17.

Ушакова Е. Н. О генетических взаимоотношениях силлиманита, андалузита, дистена в кристаллических сланцах верховьев р. Чаны (Енисейский кряж).— «Геол. и геофиз.», 1966, № 3, с. 67—80.

Ушакова Е. Н., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Метаморфическая зональность в среднем течении р. Балыктыг-Хем (Тува, нагорье Сангилен).— «Геол. и геофиз.», 1975, № 7, с. 144—151.

Ушакова З. Г. О рифейско-вендской траповой формации Русской платформы.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970, с. 77—82.

Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М., «Наука», 1972. 130 с.

Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— «Геотектоника», 1968, № 4, с. 114—128.

Флоренский В. П., Лашинская Т. А., Князев В. С. Докембрийские кристаллические породы Татарского свода.— «Докл. АН СССР», 1957, т. 117, № 2, с. 298—301.

Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат, 1958. 244 с.

Фотиади Э. Э. Крупные черты тектонического строения Сибири в свете региональных геологических и геофизических данных.— «Труды СНИИГГиМС. Серия регион. геол.», 1967, вып. 57, с. 30—57.

Фотиади Э. Э., Гришин М. П., Неелов А. Н. Раннедокембрийские складчатые системы фундамента Сибирской платформы.— В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. (Объяснительная записка к Тектонической карте фундамента территории СССР м-ба 1 : 5 000 000). Л., «Наука», 1974. 400 с.

Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— «Труды Иркутского ун-та». Серия геол.», 1951, вып. 2, с. 38—68.

Фрумкин И. М. Олекминская серия бассейна среднего течения р. Олекмы и стратиграфическое положение курультинской серии архея Алданского щита.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», Якутск, 1968, вып. 18, с. 129—139.

Фрумкин И. М. Объем и структурно-стратиграфическое расчленение иенгрского комплекса архея Алданского щита.— В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971а, с. 11—26.

Фрумкин И. М. Стратиграфия и тектоника архея восточной части Алданского щита. Автореф. канд. дис. М., 1971б. 26 с.

Фрумкин И. М. Стратиграфическое расчленение архейского кристаллического основания Алданского щита.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 56—59.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 510 с.

Хаин В. Е. Основные черты тектоники Индостанской платформы. Этапы развития Индостанской платформы.— В кн.: Жизнь Земли. Изд-во МГУ, 1974, с. 30—53. (Сборник Музея землеведения МГУ, вып. 10).

Харитонов Л. Я. Новые данные по стратиграфии и тектонике Карельской формации Онего-Сегозерского водораздела.— «Труды Ленингр. геол. треста», 1938, вып. 17.

Харитонов Л. Я. К стратиграфии и тектонике карельской формации докембрия. — «Труды Ленигр. геол. управл.», 1941, вып. 23.

Харитонов Л. Я. Геология района дер. Чебино — г. Межвежьегорск — рудник Воронов Бор.— «Изв. Карело-Финской научно-иссл. базы АН СССР», 1949, № 2.

Харитонов Л. Я. О некоторых вопросах геологии протерозоя Северного Приладожья.— «Уч. зап. ЛГУ. Серия геол.», 1959, вып. 10 (268), с. 102—126.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид Восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966. 360 с.

Хатунцева А. Я. О формациях крайнего северо-запада Украинского щита. — «Геол. журнал», 1972, т. 32, вып. 2, с. 140—150.

Хижняков А. В. Основные черты строения верхнего протерозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Тезисы докладов Совещания по верхнему докембрию Русской платформы. М., «Наука», 1974, с. 65—66.

Хольтедаль У. Геология Норвегии. Т. 1. М., ИЛ, 1957. 394 с.

Хоментовский В. В. Венд. Новосибирск, «Наука», 1976. 270 с.

Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С., Бутаков Е. П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М., «Наука», 1972. 356 с.

Царовский И. Д., Тимошенко О. Д. Новый Мало-Терсянский сиенито-фойялитовый массив.— «Геол. журнал», 1962, т. XXII, вып. 6, с. 83—88.

Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Киев, Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—17.

Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1972. 173 с.

Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых железисто-кремнистых формаций Карелии. М.— Л., «Наука», 1964. 104 с.

Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1970. 285 с.

Чернышев Н. М., Бочаров В. Л. Химические составы ультраосновных и основных пород докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1972. 240 с.

Черняховский А. Б., Илькевич Г. И., Палюкевич В. И., Домниковский Г. Г. Об аналогии толкачевской свиты Украинского щита в кристаллическом фундаменте БССР.— «Докл. БССР», 1972, т. XVI, № 8, с. 736—738.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Ст. 1. Сравнительная тектоника древних платформ.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1946, № 1, с. 5—62.

Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1955, т. 30, вып. 5, с. 5—26.

Шемякин В. М., Шуркин К. А. Чарнокитовые комплексы восточной части Балтийского щита.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 225—231.

Шкодзинский В. С. Генерация гранитных расплавов при метаморфизме.— В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск, 1975, с. 56—95.

Шульга П. Л. Міжвідомча нарада по стратиграфії рифею, венду, кембрію та ордовику УРСР.— «Геол. журнал», Київ, 1969, т. 29, вип. 4, с. 154—156.

Шуркин К. А. Геологический очерк Питкярантского поля керамических пегматитов (Северо-Восточное Приладожье). М.— Л., Изд-во АН СССР, 1958. 89 с.

Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 5—59.

Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Геология и пегматитоносность. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1962. 306 с.

Эз В. В. О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид.—«Геотектоника», 1967, № 3, с. 69—82.

Эскола П. Докембрий Финляндии.— В кн.: Докембрий Скандинавии. М., «Мир», 1967, с. 154—261.

Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Под ред. В. А. Соколова, Ю. И. Лазарева, М. М. Стенаря. Л., «Наука», 1973. 174 с.

Юньков Я. А., Наугольников В. Б., Конкин М. В. Про глубину занурення Криворізького синклінорія за геофізичними даними.— «Докл. АН УРСР. Серия Б», 1969, № 1.

Якобсон К. Э. Корреляция доордовикских толщ Волыни и Подолии.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 142, № 3, с. 663—666.

Якобсон К. Э. Вендский комплекс Волыни и Подолии. Автореф. канд. дис. Л., 1964. 18 с.

Якобсон К. Э. К вопросу о границе между протерозоем и палеозоем на западе Русской платформы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1966а, № 7, с. 101—109.

Якобсон К. Э. О строении могилевской и каменной свит и о развитии Среднего Приднестровья в раннем кембрии.— В кн.: Материалы по геологии европейской территории СССР. Л., «Недра», 1966б, с. 78—82.

Якобсон К. Э. Проблема корреляции довендских неметаморфизованных толщ Русской плиты.— В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., «Недра», 1971а, с. 88—105. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия. т. 175).

Якобсон К. Э. Соотношения волынской серии и других подразделений верхнего докембрия на западе Русской платформы.— «Сов. геология», 1971б, № 2, с. 66—75.

Якобсон К. Э. Новые данные о меденосности вулканогенно-осадочных пород волынской серии верхнего докембрия Белоруссии.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 217, № 1, с. 180—183.

Ярмолюк В. А. Протерозой восточной части Алданской плиты.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. Хабаровск, 1946.

Ярош А. Я. Структурные связи восточного края Русской платформы и Уральской геосинклинали.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970, с. 83—89.

Яшин Д. С. Верхнепротерозойские и кембрийские отложения восточного склона Анабарской антеклизы (закономерности формирования, перспективы нефтегазоносности). Автореф. канд. дис. Л., 1971. 20 с.

Åberg G. An Rb-Sr age of the Småland porphyries.— GFF, 1972, № 94.

Ahman E. Vallen-Alhamn-området i Nederluleå.— SGU. Ser. C., 1953, № 259.

Asklund B. The Koster Isles — a key area Precambrian geology of W. Sweden.— SGU. Ser. C, 1950, № 517.

Avila Martins J. The Precambrian rocks of the Telemark area in South Central Norway. VII. The Vråadal araea.— NGU, 1969, № 258, p. 267—301.

Barth T. F. W. Granulite facies rocks of the Precambrian of South Norway, particularly around Arendal.— «Sci. de la Terre», 1969, vol. 14, p. 361—369.

Banks N. L. e. a. Late Precambrian an Cambro-Ordovician sedimentation in East Finnmark.— «Norg. geol. unders.», 1971, № 269.

Barth T., Weybye F., Bugge J. Precambrian gneisses and granites of the Skagerak coastal area South Norway.— NGU, 1960, № 212f. p. 35.

Berghell H., Hackman V. Über den Quartzit von Kallinkangas, seine Wellenfurchen und Trockenrisse.— «Bull. Comm. géol. Finlande», 1923. № 59. 19 S.

Bergström L. Petrology of the Tjorn area in Weste Sweden. — SGU. Ser. C, 1963, № 593.

Bergström R. Stratigrafi och isrecession i södra Västerbotten.— SGU. Ser.C, 1968, № 634.

Berthelsen A., Murthy T. N. Structural relations between supracrustal and granitoid rocks in north-eastern Orust, westernmost Sweden.— SGU. Ser. C, 1970, № 649.

Bhattacharya Asis. An occurrence of Semri Basal conglomerate near Dalchipur, Sagar District, M. P.— «Quart. J. Geol. Mining and Met. Soc. India», 1971, vol. 43, № 2, p. 99—101.

Bhattacharyya C. Granitization in relation to evolution of the charnockite series from Eastern Ghat hills, Srikakulam district, Andhra Pradesh, India.— «Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.», 1972, № 5, p. 220—240.

Borodin L. S., Gopal V., Moralev V. M., Subramanian V. Ponikarov V. P. Precambrian carbonatites of Tamil Nadu (South India).— «J. Geol. Soc. India», 1971, vol. 12, № 2, p. 101—112.

Broch O. A. Ein superkrustaler Gneiskomplex auf der Halbinsel Nesodden bei Oslo.— NGT, 1926, № 9.

Broch O. A. Age determinations of Norwegian minerals up to March 1964.— NGU, 1964, № 228, p. 84—113.

Brooks C., Hart S. R. On the significance of Komatiite.— «Geology», 1974, № 2, p. 107—110.

Brueckner H. K. Interpretation of Rb-Sr ages from Precambrian and Paleozoic rocsk of southern Norway.— «Amer. J. Sci.», 1972, vol. 272, p. 334—358.

Bryhni I. Reconnaissance studies of gneisses, ultrabasites, eclogites and anorthosites in outer Nordfjord Western Norway.— NGU, 1966, № 241.

Bubnoff S. von. Fennosarmatia. Geologische Analyse des Europäischen Kerngebietes. Berlin, Akad. Verlag, 1952.

Bugge A. Iakttagelser fra rektangelbladet Kragerø og den store grunntjellsbraksje.— NGU, 1965, № 229, 115 p.

Bugge J. A. W. Geological and petrographical investigations in the Kongsberg-Bamble formation.— NGU, 1943, № 160.

Burrel D. C. Garnets from upper amphibolite lithologies of the Bamble series, Krageroø, South Norway.— NGT, 1966, № 46, p. 3—21.

Camthorn R. G., Strong D. F. The pertrogenesis of Komatiites and related rocks as evidence for a layered upper mantle.— «Earth and Planet. Sci. Lett.», 1974, vol. 23, № 3, p. 369—375.

Christie O. H. J., Falkum T., Ramberg I. B., Thoresen K. Petrology of the Grimstad granite. I. Progress report 1964.— NGT, 1965, № 45, p. 315—323.

Collini B. Visingsöformationen. Beskrivning till Kartbladet Gränna.— SGU. Ser. Aa, 1951, № 193.

Cooray P. C. Charnockites and their accociated gneisses in the Precambrian of Ceylon.— «Quart. J. Geol Soc. London», 1962, vol. 118, № 3, p. 237—273.

Cooray P. C. An introduction to the geology of Ceylon. Colombo, 1967. 324 p.

Cramez C. Evolution structurale de la region Nisser Vravath (Norvege meridionale).— NGU, 1969, № 266, p. 5—35.

Crawford A. R. Reconnaissance Rb-Sr dating of the Precambrian rocks of Southern Peninsular India.— «J. Geol. Soc. India», 1969, vol. 10, № 2, p. 117—166.

Crawford A. R. The Precambrian geochronology of Rajasthan and Bundelkhand, Northern India.— «Can. J. Earth Sci.», 1970, vol. 7, № 91, p. 91—110.

Crawford A. R., Compston W. The age of the Vindhyan System of Peninsular India.— «Quart J. Geol. Soc. London», 1970, vol. 125, № 3, p. 351—371.

Crawford A. R., Compston W. The age of the Cuddapah and Kurnool systems, Southern India.— «J. Geol Soc. Austral.», 1973, vol. 19, № 4, p. 453—464.

Crookshank H. Geology of Southern Bastar and Jeypare from the Bailadila Range to the Eastern Ghats.— «Mem. Geol. Surv. India», 1963, № 87. 123 p.

Dahl O. Some aspects on the evolution of fleck gneisses in the Västervik area — GFF, 1972, № 94, p. 69—82.

Das Gupta S. C. A Note on structure and metamorphism of an area west of Bhilwara, Rajasthan.— «Quart. J. Geol. Mining and Met. Soc. India», 1969, vol. 41, № 3, p. 179—180.

Davies R. G., Crawford A. R. Petrography and age of the rocks of Bulland Hill, Kirana Hill, Sarghoda district, West Pakistan.— «Geol Mag.», 1971, vol. 108, № 3, p. 235—246.

Dietrich R. V. Banded gneisses of the Randesund area, south eastern Norway.— NGT, 1960, № 40, p. 13.

Divakara Rao V., Naqvi S. M., Satyanarayana K., Hussain S. M. Geochemistry and origin of the peninsular gneisses of Karnataka, India.— «J. Geol. Soc. India», 1974, vol. 15, № 3, p. 270—277.

Dons J. A. The stratigraphy of supracrustal rocks, granitization and tectonics in the Precambrian Telemark area southern Norway.— NGU, 1960, № 212h, p. 30.

Du Rietz T. Västervikskvartsitens granitisering.— GFF, 1949, Bd 71, № 1.

Du Rietz T. Geology and ores of the Kristineberg deposit, Vesterbotten, Sweden.— SGU, Ser. C, 1953, № 524.

Eckermann H. von. The Loos-hamra region.— GFF, 1936, № 58, p. 129.

Edelman N. Structural studies in the western part of the Skellefte district, Northern Sweden.— GFF, 1963, № 85, p. 185—211.

Edelman N. Stratigraphy and metamorphism in the Kristineberg area, Northern Sweden.— SGU, Ser. C, 1967, № 622.

Elders W. A. On the form and mode of emplacement of the Herefoss granite.— NGU, 1963, № 214 A.

Elliott R. B. The association of amphibolite and albitite, Krageroe, South Norway.— «Geol. mag.», 1966, vol 103, p. 1—7.

Elliott R. B., Morton R. D. The nodular metamorphic rocks from the environs of Krageroe, south coast of Norway.— NGT, 1965, № 45, p. 1—20.

Enkovaara A., Härme M., Väyrynen H. The general geological map of Finland. Sheets C 5 and B 5. Oulu-Tornio. Explanatory text. 1953.

Eriksson T. Precambrian geology of the Pajala district, Northern Sweden.— SGU. Ser. C, 1954, № 522.

Eriksson Bo, Hallgren U. Beskrivning till berggrundskartbladen Vittangi, NV, NO, SV, SO.— SGU. Ser. Af, 1975, № 13—16. 192 p.

Eskola P. On the petrology of eastern Fennoscandia. 1. The mineral development of basic rocks in the Karelian formations.— «Fennia», 1925, № 45.

Eskola P. Geologisk exkurssion till sydvästra Finland.— In: Nord. naturforskarmötet i Helsingfors. 1936. 220 s.

Eskola P. Über die Geologie von Ostkarelian.— «Geol. Rundschau», 1948, Bd 35, H. 2.

Eskola P. The problem of mantled gneiss domes — QJGS, London, 1949, № 54.

Eskola P. Around Pitkäranta.— In: Suom. Tiedeakat., toim. III. Geol.-geogr., ser. A, 1951, № 27.

Eskola P. A discussion of domes and granites and ores.— «Bull. Comm. géol. Finlande», 1952a, № 157.

Eskola P. On the granulites of Lapland.— «Amer. J. Sci.», 1952b, Bowen, vol. pt. 1.

Falkum T. Structural and petrological investigations of the Precambrian metamorphic and igneous charnockite and migmatite complex in the Flekkfjord area, southern Norway. (A preliminary report).— NGU, 1966, № 242, p. 19—25.

Frosterus B. Suomen geologinen yleiskartta, Lehti C 2, Mikkeli. Vuorilajikartan selitys. Suom. B. Aarnio. 1903. 49 s.

Frosterus B., Wilkman W. Suomen geologinen yleiskartta. Lehti D 3. Joensuu. Vuorilajikartan selitys. 1920.

Gaal G. Jatul und Karelische Molasse im S-Koligebiet in Nord-Karelian und ihre Beziehungen zum Gebirgesbau des Präkambrischen Orogens.— «Bull. Comm. géol. Finlande», 1964, № 213.

Gaal D., Rauhamäki E. Petrological and structural analysis of the Haukivesi area between Varkaus and Savonlinna, Finland. — «Bull. Geol. Soc. Finland», 1971, № 43, p. 265—337.

Gavelin S. Några iakttagelser över stratigrafi och tektonik inom Almesåkraformationen.— GFF, 1931, Bd 53.

Gavelin S., Grip N. Skellefte och Arvidsjuarfälten.— GFF, 1946, Bd 68, S. 152.

Gavelin S., Kulling O. Description to the map of Pre-Quaternary rocks of the Västerbotten county, North Sweden.— SGU. Ser. Ca, 1955, № 37.

Gavelin S., Lundegårdh T. H. Development of gneisses and granites in Southern Sweden. Guide to excursions A 28 and C 23. Stockholm, 1960.

Gavelin S., Russell R. V. Primary sedimentary structures from the Precambrian of SE Sweden.— GFF, 1967, Bd 89, S. 74—104.

Geijer P. Berggrunden inom malmtrakten Kiruna — Gällivare — Pajala.— SGU. Ser. C 1931, № 366.

Geijer P. The Precambrian of Sweden.— In: The Precambrian Vol. 1. New York, Interscience, 1963. (Русский перевод: Докембрий Скандинавии. М., «Мир», 1967, с. 98—153).

Geijer P., Magnusson N. H. De mellansvenska järnmalmernas geologi.— SGU. Ser. Ca, 1944, № 35.

Ghosh K. A Note on the time relation between deformation and metamorphism of the Aravalli rocks aronnd Betia, Udaipur, Rajasthan.— «Quart. J. Geol. Mining and Met. Soc. India», 1971, vol. 43, № 1, p 51—53.

Gorbatschev R. Dolerites of the Eskilstuna region, Eastern Central Sweden.— SGU, Ser. C, 1961, № 580.

Gorbatschev R. A study of Svecofennian supracrustal rocks in central Sweden: lithological association, stratigraphy and petrology of the northwestern part of the Mälaren-Hjälmaren basin.— GFF, 1969, 91, S. 479—535.

Gorbatschev R. Beskrivning till berggrundskartan Örebro NO.— SGU. Ser. Af, 1972, № 108.

Gorbatschev R. Beskivning till berggrundskartan Linköping SO.— SGU. Ser. Af, 1975, № 113.

Gorokhov I. M., Kytjavin E. P., Volodichev O. I., Duk V. L., Varshavskaya E. S., Samsonov S. P., Krylov I. N. Pb-Sr systems in polymetamorphic rocks of the west coast of the White Sea.— ECOG, 1973, № 3, Abstracts.

Gowda S. S., Sreenivasa T. N. Microfossils from the Archaean Complex of Mysore.— «J. Geol. Soc. India», 1969, vol 10, № 2, p. 200—208.

Grip E. Die Arvidsjaurporphyre.— «Bull. Geol. Inst. Univ.», Upsala, 1935, № 25, S. 135.

Grip E. Die Tektonik und Stratigraphie der zentralen und östlichen Teile des Skellefteteldes.— «Bull. Geol. Inst. Univ.», Upsala, 1941, № 30, S. 67.

Grip E. Arvidsjaurfältet och dess förhållande till omgivande bergund.— SGU. Ser. C, 1946, № 474.

Gulson B. D. Radiometriset ianmääritykset.— In: Ann. Rep. Geol. Surv. Finland for 1969. Otaniemi, 1970.

Gulson B. D. The Precambrian geochronology of granite rocks from Northern Sweden.— GFF, 1972, 94, S. 229—244.

Gvein D. Kongsvingerfeltets geologi. Oslo, Univ. forl., 1967.

Hackman V. Suomen geologinen yleiskartta, Lehti D 2. Savonlinna. Kivilajikartan selitys. 1933, s. 1—175.

Hackman V., Wilkman W. W. Suomen geologinen yleiskartta. Lehti D 6. Kuolajärvi. Kivilajikartan selitys, 1929.

Härme M. On the stratigraphical and structural geology of the Kemi area, northern Finland.— «Bull. Comm. géol. Finlande», 1949, № 147. 60 S.

Hausen H. Über die präguartäre Geologie des Petsamo — Gebietes am Eismeere.— «Bull. Comm. géol. Finlande», 1926, № 76. 100 S.

Hausen H. The North-Bothnian downfold.— Acta Acad. Aboensis. Mat.-Phys., 1936, № 9.

Heier K. S., Naterstad J., Bryhni I. A Rb-Sr whole-rock Isochron date from Stavanger area, south Norway.— NGT, 1972, № 52, p. 377—383.

Helfrich H. K. Stratigraphie, Tektonik, Petrochemie und montangeologische Zuege am Norsland den zentralen «Norrland geosynklinale»,— SGU. Ser. C, 1971, № 654.

Henriques A. Geology and ores of the Ammeberg district, Sweden.— «Arkiv Min. Geol.», 1966, Bd 4, № 1—3.

Hermans G. A. E. M. Tobi A. C., Poorter R. P. E., Maijer C. The high-grade metamorphic Precambrian of the Sirdal-Orsdal area, Rogaland (Vest-Agder, southwest Norway).— NGU, 1975, № 318, p. 51—74.

Heron A. M. The geology of Central Rajputana.— «Mem. Geol. Surv. India», 1953, vol. 79, p. 1—389.

Hjelmqvist S. Kartbladet Smedjebacken.— SGU. Ser. Aa, 1937, № 181.

Hjelmqvist S. Über Sedimentgesteine in den Leptitformationen.— SGU. Ser. C, 1938, № 413.

Hjelmqvist S. Beskrivning till berggrundskartan över Kopparbergs län.— SGU. Ser. Ca, 1966, № 40.

Högbom A. G. The igneous rocks of Ragunda, Alnö, Rödö and Nordingrå.— GFF, 1909, Bd 31.

Högbom A. G. Precambrian geology of Sweden.— «Bull. geol. Inst. Upsala», 1910, № 10.

Högbom A. G. Skelleftefältet med ang ränsande delar av Västerbottens och Norrbottens län.— SGU. Ser. C, 1937, № 389.

Huhma A., Salli I., Matisto A. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Lehti 2122. Ikaalinen. Kallioperäkartan selitys. 1952.

Kahma A. On contact phenomena of the Satakunta diabase.— «Bull. Comm. gèol. Finlande», 1951, № 152.

Kaitaro S. Über den Charakter der Eisenerzführenden Jaspisquarzite von Porkonen-Pahtavaara in Kittilä (Finnisch Lappland).— Bull. Comm. géol. Finlande», 1949, № 144, S. 139—147.

Kautsky G. Ein Beitrag zur Stratigraphie und den Bau des Skelleftefelds, Nord-Schweden.— SGU. Ser. C, 1957, № 543.

Katz M. B. The precambrian metamorphic rocks of Ceylon.— «Geol. Rundschau», 1971, Bd 60, H. 4, S. 1523—1549.

Kornfält K.-A. X-ray optical observations on the K-feldspars from Ragunda area, Central Sweden.— SGU. Ser. C, 1969, № 636.

Kornfält K.-A. Beskrivning till berggrundskartan Norköping N. V.— SGU. Ser. Af, 1975, № 108.

Kouvo O. Radioactive age of some Finnish Precambrian minerals.— «Bull. Comm. géol. Finlande», 1958, № 182. 70 S.

Kouvo O. Kallioperämme ikäsuhteista.— «Geologi», 1964, № 2.

Kouvo O. Rep. Geol. Surv. Finland for 1966. Otaniemi, 1967.

Kouvo O. Ann. Rep. Geol. Surv. Finland for 1967. Otaniemi, 1968a.

Kouvo O. Ann. Rep. Geol. Surv. Finland for 1968. Otaniemi, 1968b.

Kouvo P., Tilton G. R. Mineral ages from the Finnish Precambrian.— «J. Geol.», 1966, vol. 74, № 4.

Kresten P. Metamorphism and migmatization in the Västervik area, SE Sweden.— GFF, 1971, Bd 93, p. 743—764.

Kresten P. Den basische Magmatismus und seine Stellung in der geologischen Entwicklung des Västervik-Gebiets.— GFF, 1972, Bd 94, № 1.

Krishnan M. S. Geology of India and Burma. Madras, Higginbothams Lt., 1968. 536 p.

Laajoki K. On the geology of the south Puolanka area, Finland.—«Geol. Surv. Finland. Bull.», 1973, № 263. 54 p.

Laitakari A. Über das jotnische Gebiet von Satakunta.— «Bull. Comm. gèol. Finlande», 1925, № 73, S. 43.

Laitakari A. Suomen geologinen yleiskartta. Lehti B 3. Vaasa. Kivilajikartan selitys. Helsinki, 1942.

Laitakari I., Simonen A. Suomen geologinen kartta. 1 : 100 000. Lehti 3022. Lapinjärvi. Kallioperäkartan selitys. Helsinki, 1963. 46 S.

Lakshmanan S. Some aspects of the pre-Vindhyan formation of the Son Valley, M. P.— «Proc. Indian Acad. Sci.», 1968, vol. B-67, № 6, p. 290—298.

Larsson W. Kartbladet Varvik.— SGU. Ser. Aa, 1956, № 187.

Lehijärvi M. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Lehti 2133. Kärkölä. Kallioperäkartan selitys. Helsinki, 1962. 25 S.

Lindroos H. The Stratigraphy of the Kaunisvaara iron ore district Northern Sweden.— SGU. Ser. C, 1974, № 695.

Luddegardh P. H. Gothenborgstraktens berggrund.— SGU. Ser. C, 1958, № 553.

Lundegardh P. H. On the development of gneisses and granites in the Eskilstuna region to the west of Stockholm.— GFF, 1960a, Bd 82, № 1.

Lundegardh P. H. The miogeosynclinal rocks of eastern Central Sweden. — SGU Ser. C, 1960b, № 570.

Lundegardh P. H. Berggrunden i Gävleborgs län.— SGU. Ser. Ba, 1967, № 22.

Lundqvist Th. Precambrian geology of the Los-Hamra region, Central Sweden.— SGU. Ser. Ba, 1968, № 23, 255 p.

Lundstrom I. Beskrivning till berggrunskartan Nyköping SV.— SGU. Ser. Af, 1974, № 109.

Magnusson N. H. Gillbergaskalens byggnad.— SGU. Ser. C, 1929, № 360.

Magnusson N. H. Berggrunden inom Kantorps malmtrakt.— SGU. Ser. C, 1936, № 401.

Magnusson N. H. Ljusnarsbergs malmtrakt.— SGU. Ser. Ca, 1940, № 30.

Magnusson N. H. The origin of the iron ores in central Sweden and the history of their alternations.— SGU. Ser. C. 1970, № 643.

Magnusson N. H., Tjorslund P., Brotzen F., Asklund B., Kulling O. Description to accompany the map of the Pre-quaternary rocks of Sweden.— SGU. Ser. Ba, 1960, № 16, 177 p.

Mäkinen E. Ein archäisches Konglomeratvorkommen nei Lavia in Finnland.— GFF, 1915, Bd 37, p. 385—421.

Mäkinen E. Oversikt av de prekambriska bildningarna i mellersta Österbotten i Finland.—«Bull. Comm. géol. Finlande», 1916, № 47.

Marmo V. Geology of the Nokia region, SW Finland.—«Bull. Comm. geol. Finlande», 1957, № 176, S. 1—28.

Marmo V. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Lethti 2232. Keuruu. Kallioperäkartan selitys. Helsinki, 1963. 55 S.

Marmo V. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Lehti 2214. Virrat. Kallioperäkartan selitys. Otaniemi, 1965. 63 S.

Marmo V., Metzger A. A. T. Geology of the Hiirola district, north of Mikkeli, southeastern Finland.—«Bull. Comm. geol. Finlande», 1953, № 159.

Matisto A. The general geological map of Finland. Sheet D 5. Suomussalmi. Explanatory text. Helsinki, 1958.

Matisto A. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Lehti 2123. Tampere. Kallioperäkartan selitys. Helsinki, 1961a.

Matisto A. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Lehti 2213. Kuru. Kallioperäkartan selitys. 1961b.

Matisto A. Die Metaarkose von Mauri bei Tampere.—«Bull. Comm. géol. Finlande», 1968, № 235, 20 p.

Metzger A. Th. Zur Geologie der Inseln Ålö und Kyrklandet in Pargas-Parainen, SW Finnland.—«Acta Acad. Åboensis. Math.-Phys.», 1945, vol. 15, № 3.

Michot P. Geological environments of the anorthosites of south Rogaland, Norway.— In: Origin of anorthosite and related rocks. Ed. by Y. W. Isachsen. New York, 1970, p. 411—423. (N. Y. State Museum Survey Mem. 18).

Michot J., Michot P. The problem of anorthosites. The South-Rogaland igneous complex, South-Western Norway.— In: Origin of anorthosite and related rocks. Ed. by Y. W. Isachsen. New York, 1970, p. 399—410. (N. Y. State Museum Survey Mem. 18).

Michot J., Pasteels P. Etude geochronologique du domaine metamorphique du Sud-Ouest de la Norvege.—«Ann. Soc. geol. Belg.», 1968, vol. 91, p. 93—110.

Michot J., Pasteels P. Apercu petrologique et geochronologique sur le complex eruptif du Rogaland meridional et sa couverture metamorphique.—«Sci. de la Terre», 1972, vol. 17, p. 197—214.

Middlemost E. The granite rocks of Farsund, South Norway.— NGT, 1968, № 48, p. 81—99.

Mikkola A. On the geology of the area north of the Gulf of Bothnia.—«Bull. Comm. géol. Finlande», 1949, № 146.

Mikkola E., Sahama Th. G. The region to the southwest of the granulite series in Lappland and its ultrabasics.—«Bull. Comm. géol. Finlande», 1936, № 115.

Mitchell R. H. The Precambrian rocks of the Telemark area in south central Norway. V. The Nissedal supracrustal series.— NGT, 1967, № 47, p. 295—332.

Mitra A. Structural analysis of the metasediments and associated metavolcanics around Sheaputa, district Ajmer, Rajasthan.—«Quart. J. Geol. Mining and Met. Soc. India», 1970, vol. 42, № 4, p. 197—205.

Möller H., Stalhos G. Beskrivning till geologiska kartbladet Stockholm NO.— SGU, Ser. Ae, 1964, № 1.

Morton R. D., Batey R., O'Nions R. K. Geological investigations in the Bamble sector of the Fennoscandian shield, South Norway.— NGU, 1970, № 263, p. 1—72.

Naha K., Majumdar A. Reinterpretation of the Aravalli basal conglomerate of Morchana, Udaipur district, Rajasthan, western India.— «Geol. Mag.», 1971, vol. 108, № 2, p. 111—114.

Naqvi S. M. Review of the present status of the geochemical work on the precambrian mafic rocks of India.— «J. Geol. Soc. India», 1974, vol. 15, № 4, p. 380—389.

Narayana B. L. The mode of occurrence, petrography, metamorphism and origin of amphibolites of Devgad Baria, Panchmahals district, Gujarat State.— «J. Geol. Soc. India», 1974, vol. 15, № 3, p. 246—255.

Narayanaswami S. Tectonics of the Cuddapah Basin.— «J. Geol. Soc. India», 1966, vol. 7, p. 33—50.

Narayanaswami S., Purna Lakshmi. Charnokitic rocks of Tinnevelly District, Madras.— «J. Geol. Soc. India», 1967, vol. 8, p. 38—50.

Neumann H. Apparent ages of Norwegian minerals and rocks.— NGU, 1960, № 40, p. 173—191.

Neuvonen K. J. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Lehti 2324. Kannus. Kallioperäkartan selitys. Otaniemi, 1971. 28 S.

Nilssen B., Smithson S. B. Studies of the Precambrian Herefoss granite. 1. K-feldspar obliquity.— NGU, 1965, № 45, p. 367—396.

Norin R. Nagra genetiska relationer inom södra Sveriges urberg.— GFF, 1959, Bd 87, № 4.

Nykänen O. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Lehti 2334. Kinnula. Kallioperäkartan selitys. Helsinki, 1963. 42 s.

Nykänen O. Geological map of Finland. 1 : 100 000. Sheet 4232—4234. Tohmajärvi. Explanation to the map of rocks. Helsinki, 1968.

Nykänen O. Geological map of Finland. 1:100 000. Sheet 4241. Kühtelysvaara. Explanation to the maü of rocks. Otaniemi, 1971a.

Nykänen O. On the Karelides in the Tohmajärvi area, eastern Finland.— «Bull. Geol. Soc. Finland», 1971b, № 43, s. 93—108.

Offerberg J. Rocks and stratigraphy of the Ledfat area, Västerbotten county, Northern Sweden.— SGU, Ser. C, 1959, № 564.

Offerberg J. Description of the geological maps of Kiruna. NW, NE, SW, SE.— SGU. Ser. Af, 1967, № 1—4.

Ödman O. H. Manganese mineralization in the Ultevis district, Jokkmokk, North Sweden.— SGU. Ser. C., 1947, vol. 41, № 6.

Ödman O. Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län.— SGU. Ser. Ca, 1957, № 41.

Ödman O., Härme M., Mikkola A., Simonen A. Den svensk-finska exkursionen i Tornedalen sommaren 1948.— GFF, 1949, Bd 71.

O'Nions R. K., Baadsgaard H. A rediometric study of polymetamorphism in the Bamble region, Norway.— «Contr. Mineral. and Petrol.». 1971, vol. 34, p. 1—21.

O'Nions R. K., Heier K. S. A reconnaissance Rb-Sr geochronological study of the Kongsberg area, south Norway.— NGT, 1972, № 52, p. 143—150.

O'Nions R. K., Morton R. D., Baadsgaard H. Potassium-argon ages from the Bamble sector of the Fennoscandian shield in south Norway.— NGT, 1969, № 49, p. 171—190.

Paakkola J. The volcanic complex and associated manganiferous iron formation of the Porkonen-Pahtavaara area in Finnish Lapland.— «Bull. Comm. géol. Finlande», 1971, № 247. 83 S.

Padget P. Description of the geological maps Tärendö NW, NE, SW, SE.— SGU Ser. Af, 1970, № 5—8.

Parak T. Bidrag till Kirunaområdets stratigrafi och tektonik.— GFF, 1971, Bd 93, № 1 (544), p. 47—50.

Pascoe E. H. A Manual of the Geology of India and Burma. Vol. I. New Delhi, Third Edition. 1965. 486 p.

Pasteels P., Michot J., Lavreau J. Le complexe eruptive du Rogaland Meridional (Norvege). Signification petrogenetique de la Farsundite et de la mangerite quartzitique des unites orientales; arguments geochronologiques et isotopiques.— «Ann. Soc. geol. Belgique», 1970, vol. 93, p. 453—476.

Pedersen S. Age determinations from the Iveland-Evje area, Aust-Agder.— NGU, 1973, № 300, p. 33—39.

Peltola E. On the black schists in the Outokumpu region in eastern Finland.— «Bull. Comm. géol. Finlande», 1960, № 192.

Pichamuthu C. S. Precambrian geochronology of Peninsular India.— «J. Geol. Soc. India», 1971, vol. 12, № 3, p. 262—273.

Pichamuthu C. S. On the banded iron formations of precambrian age in India.— «J. Geol. Soc. India», 1974, vol. 15, № 1, p. 1—30.

Preston J. The geology of the Precambrian rocks of the Kuopio district.— «Ann. Acad. Sci. Fennicae. Ser. A. III. Geol.-Geogr.», 1954, N 40. 111 p.

Priem H. N. A., Boelrijk N. A. I. M., Hebeda E. H., Verschure R. H. and Verdurmen E. A. Th. Investigations in the Västervik area, southeastern Sweden. 2. Isotopic age determinations.— «Geol. en Mijnbouw», 1969, vol. 48, № 6.

Priem H. N. A., Verschure R. H., Verdurmen E. A. Th., Hebeda E. H., Boelrijk N. A. I. M. Isotopic evidence on the age of the Trysil porphyries and granites in eastern Hedmark, Norway.— NGU, 1970, № 266, p. 263—276.

Priem H. N. A., Boelrijk N. A. I. M., Hebeda R. H., Verdurmen E. A. Th. and Verschure R. H. Rb-Sr investigations on precambrian granites, granitic gneisses and acidic metavolcanics in central Telemark: metamorphic resetting of Rb-Sr whole rock systems.— NGU, 1973, № 289, p. 37—53.

Radhakrishna B. P. Peninsular gneissic complex of the Dharwar craton — a suggested model for ist evolution.— «J. Geol. Soc. India», 1974, vol. 15, № 4, p. 439—454.

Ramsay W. Om de prekambriska formationerna och bergveckningen in den sydöstra delen of Fennoskandia.— GFF, 1902, Bd 24, p. 28—36.

Ramsay W. Beiträge zur Geologie der präkambrischen Bildungen im Gouvernement Olonetz.— «Fennia», 1906, vol. 22, № 7, S. 1—27.

Reddy B. R. G. Trace element studies of amphibolites from the precambrian Tanikalla metamorphic complex, east of Khammam, Andhra Pradesh.— «Proc. Indian Acad. Sci.», 1972, vol. B-76, № 4, p. 153—164.

Rutten M. G. Late Precambrian ignimbrites the Malani Rhyolites in western Rajasthan, India. Volcanology and tectonics.— «Intern. Assoc. Volcanol.; Intern. Sympos. Volcanol. New Zealand. 1965, Abstrs». Wellington, 1965, p. 148.

Sakko M. Varhais-karjalaisten metadiabaasien radiometrisiä zirkoni-ikiä.— «Geologi», 1971, № 9—10, S. 117—118.

Saksela M. Om mangan-järnmalmfyndigheten i Vittinki.— «Fennia», 1925, vol. 45, N 11, S. 1—43.

Saksela M. Suomen geologinen yleiskartta 1 : 400 000. Lehti B 4. Kokkola. Kivilajikartan selitys. Helsinki, 1933.

Salli I. Suomen geologinen kartta. 1 : 100 000. Lehdet 2413, 2431, 2433 Kalajoki — Ylivieska — Haapavesi. Kallioperäkarttojen selitys. Helsinki, 1961. 50 p.

Salli I. The structure and stratigraphy of the Ylivieska — Himanka schist area.— «Bull. Comm. gèol. Finlande», 1964, № 211.

Salli I. Suomen geologinen kartta. 1 : 100 000. Lehdet 2342—2344. Sievi — Nivala. Kallioperäkarttojen selitys. Helsinki, 1966. 40 s.

Salli I. Suomen geologinen kartta. 1 : 100 000. Lehti 3312. Pihtipudas. Kallioperäkartan selitys. Otaniemi, 1971. 42 s.

Sarkar S. N., Gerling E. K., Polkanov A. A. and Chuhrov F. V. Precambrian geochronology of Nagpur — Bhandra — Drug, India.— «Geol. Mag.», 1967, vol. 104, № 6, p. 525—532.

Sarkar S. N., Saha A. K. and Miller J. A. Geochronology of the Pre-Cambrian rocks of Singhbhum and adjacent regions, Eastern India.— «Geol. Mag.», 1969, vol. 106, № 1, p. 15—45.

Sastry A. V. R., Murty R. S. N. Calc-silicate rocks and charnockites from Kasimkota area, Visakhapatnam district, A. P.— «Proc. Indian Acad. Sci.», 1969, vol. B-69, № 4, p. 213—222.

Satyanarayana K., Naqvi S. M., Divakra Rao V., Hussain S. M. Geochemistry of Archaean amphibolites from Karnataka State, Peninsular India.— «Chem. Geol.», 1974, vol. 14, № 4, p. 305—315.

Sederholm J. J. Studien über archäische Eruptivgesteine aus dem südwestlichen Finnland.— «Min. Petr. Mitt.», 1891, № 12. 97 S.

Sederholm J. J. Om berggrunden i södra Finland.— «Fennia», 1893, vol. 8, № 3.

Sederholm J. J. Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges.— «Bull. Comm. gèol. Finlande», 1897, № 6.

Sederholm J. J. Suomen geologinen yleiskartta. 1 : 400 000. Lehti B 2. Tampere. Vuorilajikartan selitys. Helsingfors, 1913.

Sederholm J. J. On the sub-Bothnian unconformity and on Archean rocks formed by secular weathering.— «Bull. Comm. gèol. Finlande», 1931, № 95, S. 1—81.

Sederholm J. J. On the geology of Fennoscandia.— «Bull. Comm. gèol. Finlande», 1932a, № 98.

Sederholm J. J. On the geology of Fennoscandia.— «Fennia», 1932b, vol. 55, № 2.

Sen S. K. A Review of some geochemical characters of the type area (Pallavaram, India) charnockites.— «J. Geol. Soc. India», 1974, vol. 15, № 4, p. 413—420.

Sen R., Mukherjee A. D. On the origin of some amphibolites and hornblende schists of the Delhi system from Ajmer district, Rajasthan, India.— «Quart. J. Geol. Mining and Met. Soc. India». 1972, vol. 44, № 1, p. 33—39.

Siedlecka A. The Late Precambrian Ost-Finnmark supergroup a new lithostratigraphic unit of high rank.— NGU, 1973, № 289, p. 55—60.

Silvennoinen A. On the stratigraphic and structural geology of the Rukatunturi area, northeastern Finland.— «Geol. Survey Finland Bull.», 1972, № 257. 48 p.

Simonen A. Suomen geologinen kartta. 1 : 100 000. Lehti 2131. Hämeenlinna. Kalliperäkartan selitys. Helsinki, 1949. 45 s.

Simonen A. Suomen geologinen kartta. 1 : 100 000. Lehti 2124. Viljakkala-Teisko. Kallipperäkartan selitys. Helsinki, 1952.

Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic early archean supracrustal rocks in the southwestern Finland.— Bull. Comm. gèol. Finlande», 1953, № 160. 64 S.

Simonen A. Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland.— «Bull. Comm. gèol. Finlande», 1960 a, № 189.

Simonen A. Precambrian stratigraphy of Finland.— In: Intern. Geol. Congress, XXI session, Norden, part 9, 1960b, p. 141—153.

Simonen A., Kouvo O. Sandstones in Finland.— «Bull. Comm. gèol. Finlande», 1955, № 168.

Singh R. P. A critique on the precambrian stratigraphy of Rajasthan.— «Quart. J. Geol. Mining and Metallurg. Soc. India», 1970, vol. 42, № 1, p. 33—38.

Smithson S. B. Granite studies. I. A. gravity investigation of two Precambrian granites in south Norway.— NGU, 1963a, № 214 b.

Smithson S. B. Granite studies. 2. The Precambrian Flå granite.— NGU, 1963b, № 219.

Smithson S. B., Barth T. F. W. The Precambrian Holum granite, south Norway.— NGT, 1967, № 47, p. 21—56.

Sørbye R. C. Anthophyllite cordierite gneisses in the basal rock complex of the Haugesund peninsula, Western Norway.— NGT, 1964, № 44, p. 323—340.

Sreenivas B. L., Srinivasan R. Dharwar conglomerates of Mysore — A Restudy.— «J. Geol. Soc. India», 1963, vol. 9, № 1, p. 197—205.

Sreenivas B. L., Srinivasan R. Geochemistry of granitegreenstone terrain of South India.— «J. Geol. Soc. India», 1974, vol. 15, № 4, p. 390—406.

Srinivasan R., Sreenivas B. L. Sedimentation and tectonics in Dharwars (Archeans), Mysore state, India.— «Indian Mineralogist», 1968, vol. 9, № 1—2, p. 47—58.

Srinivasan R., Sreenivas B. L. Flood Basalts from Dharwars of Mysore, India.— «Bull. Volcan.», 1971, vol. 35, p. 824—840.

Srinivasan R., Sreenivas B. L. Dharwar stratigraphy.— «J. Geol. Soc. India», 1972, vol. 13, № 1, p. 75—85.

Sriramadas A. Geology of Eastern Ghats in Andhra Pradesh.— «Proc. Indian Acad. Sci.», 1967, vol. B-66, № 5, p. 200—205.

Stålhös G. Beskrivning till berggrundskartbladet Upsala SV och SO.— SGU. Ser. Af, 1972, № 105—106.

Stålhös G. Beskrivning till berggrundskartan Enköping SO.— SGU. Ser. Af, 1974, № 110.

Stålhös G. Beskrivning till berggrundskartan Nyköping NO.— SGU. Ser. Af, 1975, № 115.

Starmer I. C. The Sveconorwegian regeneration and earlier orogenic events in the Bamble series, South Norway. — NGU, 1972a, № 277, p. 37 — 52.

Starmer I. C. Polyphase metamorphism in the granulite facies terrain of the Risør area, South Norway.— NGT, 1972b, № 52, p. 43—72.

Stout J. H. The Precambrian rocks of the Telemark area in south central Norway. 13. Stratigraphic studies of high-grade metamorphic rocks east of Tyresdal.— NGT, 1972, № 52, p. 23—41.

Subbarao K. V. The origin of the Kunavaram amphibolites, Khamman District, Andhra Pradesh, India.— «Geol. Mag.», 1971, vol. 108, № 2, p. 131—136.

Subramanian A. P. Charnockites and granulites of Southern India. A. Peview.— «Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening», 1967, Bd 17, H. 4, S. 473—493.

Sundius N. Grythyttefältets geologi.— SGU. Ser. C, 1923, № 312.

Sundius N. The supracrustal rocks in the archipelago southeast of Stockholm.— SGU. Ser. C, 1967, № 627.

Sundius N. En kvartzporfyritformation av post-leptitalden i mellersta och södra Sverige.— GFF, 1968. Bd 30, № 533.

Sylvester A. G. The Precambrian rocks of the Telemark area in south central Norway. 3. Geology of the Vrådal granite.— NGT, 1964, № 44, p. 445—482.

Thiagarajan R. Kadapah and Karnul formations, Andhra Pradesh, India.— In: Intern. Geol. Congress, Report of the XXII Session, India, Part X. New Delhi, 1964, p. 231—244.

Tobi A. C. Fieldwork in the charnockite Precambrian of Rogaland (SW Norway).— «Geol. en Mijnb.», 1965, vol. 44, p. 208—217.

Törnebohm A. E. Geologisk öfversigtskarta öfver mellersta Sveriges bergslag. Stockholm, 1880—1882.

Touret J. Les gneiss oeilles de la region de Vagårshei-Gjerstad.— NGT, 1967, № 47, p. 131—148.

Touret J. The Precambrian metamorphic rocks around the Lake Vegår (Aust-Agder, Southern Norway).— NGU, 1968, № 257, p. 1—45.

Touret J. Le facies granulite en Norvege Meridionale. 1. Les associations mineralogiques.— «Lithos», 1971, vol. 4, p. 239—249.

Tuominen H. V. The structure of an Archean area Orijärvi, Finland.— «Bull. Comm. gèol. Finlande», 1957, № 177, S. 32.

Väänätalo V. O. On the geology of the Outokumpu ore deposit in Finland.— «Bull. Comm. gèol. Finlande», 1953, № 164.

Väyrynen H. Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiete.— «Bull. Comm. géol. Finlande», 1928, № 78.

Väyrynen H. Über die Stratigraphie der Karelischen Formationen.— «Bull. Comm. gèol. Finlande», 1933, № 101, S. 54—78.

Väyrynen H. Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi — Kammikivitunturi in Petsamo.— «Bull. Comm. gèol. Finlande», 1938, № 116.

Väyrynen H. On the geology and tectonics of the Outokumpu ore field and region.— «Bull. Comm. gèol. Finlande», 1939, № 124.

Väyrynen H. Suomen kallioperä. Helsinki, Otava. 1954. (Русский перевод: Х. Вяюрюнен. Кристаллический фундамент Финляндии. М., ИЛ, 1959).

Venugopal D. V. A note on the age of the Fyresdal granite, Telemark, southern Norway.— NGT, 1970a, № 50, p. 257—260.

Venugopal D. V. Geology and structure of the area west of Fyresvatn, Telemark, southern Norway.— NGU, 1970b, № 268. 57 p.

Versteeve A. J. Isotope geochronology in the high-grade metamorphic Precambrian of south western Norway.— NGU, 1975, № 318. p. 1050.

Vesasalo A. Talc schists and soapstone occurrences of Finland.— «Bull. Comm. gèol. Finlande», 1965, № 216.

Vessby E. On the acid volcanics and the ore formation in the Skellfte district, Northern Sweden.— GFF, 1968, Bd 90, № 2, 533, p. 272—301.

Vogelsang D. Geophysical categorization of the precambrian in South India.— «Geophysical Prospecting», 1972, vol. 20, № 2, p. 317—328.

Venkatasubramanian V. S. Geochronology of the Dharwar craton. A. Review.— «J. Geol. Soc. India», 1974, vol. 15, № 4, p. 463—468.

Venkatasubramanian V. S., Narayanaswamy R. The age of some gneissic pebbles in Kaldurga conglomerate, Karnataka, S. India.— «J. Geol. Soc. India», 1974, vol. 15, № 3, p. 318—319.

Viswanathan S. Contemporary trends in Geochemical studies of Early Precambrian greenstone — granite complexes.— «J. Geol. Soc. India», 1974, vol. 15, № 4, p. 347—349.

Viswanathan S. Rocks of unusual chemistry in the charnockitic terrains of India and their geological significance.— «Geol. Mag.», 1975, vol. 112, № 1, p. 63—69.

Viswanathiah M. N., Sastri J. C. V. High phosphorous stromatolites limestones from Nandini, Drug district, Madhya Pradesh, India.— «Curr. Sci. (India)», 1973, vol. 42, № 21, p. 738—741.

Wampler J. M., Kulp J. L. Isotopic composition and concentration of lead in some carbonate rocks.— In: Geol. Soc. Amer. Mem. Buddington's volume, 1962, p. 105—114.

Wegmann C. Zur Kenntniss der tektonischen Beziehungen metallogenetischer Provinzen in der nordlicher Fennoskandia.— «Zeitschr. prakt. Geol.», 1929, Bd 37.

Welin E., Blomqvist G. Age measurements on radioactive minerals from Sweden.— GFF, 1964, Bd 86, № 516.

Welin E., Blomqvist G. Further age measurements on radioactive minerals from Sweden.— GFF, 1966, Bd 88, № 524.

Welin E., Blomqvist G., Parwel A. Rb-Sr whole rock age data on some Swedish Precambrian rocks.— GFF, 1966, Bd 88, № 524.

Welin E., Christiansson K., Nilsson Ö. Rb-Sr age dating of intrusive rocks of the Haaparanta suite.— GFF, 1970, Bd 92, № 542.

Welin E., Christiansson K., Nilsson Ö. Rb-Sr radiometric ages of extrusive and intrusive rocks in northern Sweden.— SGU, Ser. C, 1971, № 666.

Welin E., Lundqvist Th. New Rb-Sr age data for the sub-Jotnian volcanics (Dala porphyries) in the Los-Hamra region, central Sweden.— GFF, 1970, Bd 92, № 540.

Wetherill G. W., Kouvo O., Tilton G. R., Cast P. W. Age measurements on rocks from the Finnish Precambrian.— «J. Geol.», 1962, vol. 70, № 1.

Wiklander U. Precambrian petrology, geochemistry and age relations of northeastern Blekinge, southern Sweden.— SGU, Ser. C, 1974, № 704.

Wikman H. Beskrivning till berggrundsgeologiska kartbladet Örebro NV.—SGU. Ser. Af. 1972, № 102.

Wikström A. Beskrivning till berggrundskartan Norrköping NO.— SGU, Ser. Af. 1975, № 112.

Wilkman W. W. Kaleviska bottenbildningar vid Mölöjärvi.— «Bull. Comm. gèol. Finlande», 1915, № 43, S. 1—31.

Wilkman W. W. Om en präkalevisk kvartsitformation i norra delen af Kuopio socken.— «Bull. Comm. gèol. Finlande», 1916, № 49.

Wilkman W. W. Suomen geologinen yleiskartta. Lehti D 4. Nurmes. Vuorilajikartan selitys. Helsinki, 1921. 126 s.

Wilkman W. W. Kuopion seudun kivilajit.— «Geol. Kom. Geotekn. julk», 1923, № 36, S. 1—64.

Wilkman W. W. Suomen geologinen yleiskartta. Lehti C 4. Kajaani. Kivilajikartan selitys. Helsinki, 1931. 247 S.

Wilkman W. W. Tohmajärvi-konglomerat och dess förhållande till Kaleviska skifferformationen.— «Bull. Comm. gèol. Finlande», 1932, № 62. 1040 S.

Wilkman W. W. Suomen geologinen yleiskartta. Kivilajikartan selitys. Lehti C 3, Kuopio. Helsinki, 1938.

Witschard F. Description of the geological maps Lainio NW, NE, SW, SE.— SGU. Ser. Af, 1970, № 9—12.

Witschard F. Description of the geological maps Fjällåsen NV, NO, SV, SO.— SGU. Ser. Af, 1975, № 17—20.

УКАЗАТЕЛЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ НАЗВАНИЙ

Аббарртьен конгломераты 57
Адак граниты 51, 53, 69, 77
Аджабгарская серия 262
Азово-Павлоградский разлом 107, 113
Аимская серия 223
Аимский разлом 215
Аимчанская серия 223
Айская свита 139
Аканваара кварциты 62
Акитканская серия 219
Акмалактинская свита 40
Алашаньский массив 238
Алданская антеклиза 217, 218, 226, 231
Алданская (Тимптоно-Учурская) складчатая система 207, 209, 210
Алданский блок 208
Алданский щит 163, 166—168, 171, 176, 177, 181, 183—185, 189, 190, 192—195, 198—200, 202, 203, 205, 207, 208, 214—216, 219—222, 224, 226, 231, 232
Алутагузская свита (комплекс) 117
Альварская серия 262
Альмесокра формация 50, 79
Альметьевский блок 133
Альпийско-Гималайский складчатый пояс 248
Амаль порфириты 50
Амаль серия терригенная 50
Амгаонская ортогенная зона 271
Амгино-Тюнгская зона разломов 207
Амгинский глубинный разлом 167, 173, 214, 215
Амгинский прогиб 221
Амедичинский блок 169
Амноканский прогиб 246
Амнуннакитский интрузивный комплекс 190, 200
Анабаро-Ломуйская серия 205
Анабаро-Мирненская складчатая система 168, 215
Анабаро-Якутская складчатая система 168, 181, 214, 215
Анабарская антеклиза 194, 204, 216—220, 222, 231, 232, 234
Анабарская складчатая система 207, 210
Анабарский блок 208
Анабарский комплекс 210, 215
Анабарский массив 204, 205, 210, 215, 225, 228
Анабарское поднятие 221, 230
Анадольский массив 111
Ангаро-Ленская плита 227
Ангаро-Ленская складчатая система 207, 214
Ангаро-Тунгусская складчатая система 207, 210—212
Андреевско-Аникеевская тектоно-метасоматическая зона 98
Андреевско-Аникеевский разлом 96
Андрушевский разлом 91
Араваллийский комплекс 263
Араваллийский пояс 255, 261
Араваллийско-делийский комплекс 261—264
Араваллийско-Делийский складчатый пояс 248, 253, 260—263, 266, 269, 270
Арвидсьяур комплекс 69
Арвидсьяур порфиры 51, 75
Арланская свита 137, 139
Архангельский блок 132
Арымасская свита 220, 225, 229
Аским граниты 50, 73
Атугей-Нуямский грабен 193
Ахвенваара кварциты 62
Аянахская свита 166
Аянская свита 195
Аянский грабен 192

Байгоровская толща (свита) 123, 124
Байкало-Патомская складчатая область 224, 226
Байкало-Патомский прогиб 221
Байкальский комплекс 224, 227, 228, 234
Байкальский тектонический цикл (мегацикл) 137
Байладильская серия 251
Байкалинский комплекс 126
Балашовский блок 132
Балашовский массив 127
Баллаганахская свита 224, 226
Балтийская серия 153
Балтийская синеклиза 117, 126
Балтийский щит 9—11, 40, 72, 73, 104, 116, 117, 120, 124, 126, 129, 133, 140, 154, 156
Бамбле зона 52, 80—82
Бамбле-Конгсберг зона 82
Банганапалли серия 267, 268
Бандак группа пород 50
Бандельканда комплекс гнейсов 253, 266
Бандельканднский выступ 252, 261, 263, 266, 268, 269
Бандер серия 268
Баракунская свита 226
Барановская синклиналь 90
Батомгская складчатая система 207, 212
Батомгский блок 165, 167, 168, 177, 184, 191, 215
Батомгский комплекс 168, 177

Батомгско-Оленёкская складчатая система 181
Бахмачский блок 132
Башкирская кольцевая структура 134
Башкирская складчатая область 127
Башкирский антиклинорий 137, 139
Безвода серия гнейсов 251
Бейиси свита 247
Белгородско-Михайловская синклинальная зона 135
Белевская свита 117, 124
Белинге серия (формация) 51, 75
Белозерская синклиналь 102
Белозерский синклинорий 99—101, 103
Белокоровичская впадина 90
Белокоровичская свита 90
Беломорская серия 11, 13, 14, 25, 26, 116
Беломорский комплекс 14, 67
Беломорский массив 10—12, 15, 19, 23, 25, 26, 33, 71, 127, 133
Беломорский синклинорий 11
Белорусская антеклиза 117, 125, 126
Белорусский массив 91
Белорусское поднятие 157
Белорусско-Балтийская складчатая система 127, 128
Белорусско-Прибалтийский мегаблок 130, 132—134
Белоцерковская антиклиналь 112, 113
Белоцерковский синклинорий 92—94
Белоцерковско-Одесская геосинклинальная зона 94—96
Белоцерковско-Одесский блок 84—87, 89, 91—93, 98
Белынская свита 150
Бенгальский (Предаракапский) краевой прогиб 248
Бенгпальская серия 251
Берач гранито-гнейсы 261
Бергаульская серия табл. 2
Бердичевский купол 89, 90
Бердянская зона разломов 113
Бердянская свита 110
Берёзовский комплекс 125, 126
Березовский прогиб 218, 223—226, 231, 232
Бесёдинский комплекс 125, 126
Бесовецкая серия 30, 36
Биджавар серия 262, 264, 266, 268
Бидские гнейсы 254
Бима серия 269
Бириндинская свита 195
Бирюсинский прогиб 226, 227
Бихарский пегматитовый пояс 271
Блекинге гнейсы 52
Блонская свита 147, 150
Бобовнинское поднятие 144
Бобринецкий антиклинальный массив 95—97
Бобринецко-Андреевский дайковый пояс 97
Бобринецко-Криворожский разлом 96
Бобровский комплекс 125
Бобруйский блок 132, 133
Бобруйский массив 127, 128
Богуславская купольная структура 94
Богуславский антиклинальный массив 95, 97
Боковянская антиклиналь 102
Боковянский куполовидный массив 105, 106
Бологоевская серия 151—153
Болтышская впадина 84
Большезерская серия 58
Большезерский синклинорий 13
Большечеремшанская серия 117, 118, 120, 131
Большого Кривого Рога геосинклинальная зона 95 — 97, 99, 101, 103—107, 114
Борисоглебский блок 132, 133
Борогонский разлом 215
Борсалинская серия 176, 180, 181, 188—191, 201, 213, 215, 216
Борсалинский грабен 176
Борсалинский комплекс 167, 168, 173, 177, 192
Борсалинский разлом 199
Ботуобинское поднятие 232
Бохус-эстфоль граниты 50, 79
Брагинская толща 40
Братская синклиналь 95—97
Братский свод 233
Брестовская свита 149
Брестская впадина 144, 148, 153
Брестский прогиб 149
Брусиловская синклиналь 90
Брусская свита 228
Брянский блок 132, 133
Бугариктинская антиклиналь 174
Буговско-Девладовский разлом 99
Бугско-Мироновский (Южно-Бугский) глубинный разлом 84, 85, 95, 96, 98
Будюрханский антиклинорий 205
Буотомский разлом 214
Бурдыхлайская антиклиналь 186
Бурзянская серия 139
Бурпалинская серия 192
Бурпалинский грабен 192, 200
Бурпалинский разлом 199
Бутунская синклиналь 198

Вагская депрессия 133
Вадаевско-Абдулинский прогиб 140
Вакко формация 75
Валдайская серия 149, 153
Валмиерский блок 132
Валюхтинская свита 226
Ваннийские гнейсы 252
Варваровский разлом 91
Варгфорс серия 51, 55, 56, 58
Васильевская антиклиналь 174
Васиновская синклиналь 106
Вашкинское поднятие 145
Веденяпинская свита 150, 151
Ведлозерский синклинорий 13
Вейккаваара группа 53, 69
Векше граниты 50, 74
Веньян кварцевые порфириты 51
Верблюжинский куполовидный массив 105
Верхнеалданская свита 166, 167, 169, 172, 178
Верхнеалданский купол 168, 185, 188
Верхнеанабарская серия 210
Верхнебавлинская серия 158
Верхнебугский разлом 91
Верхневолжская кольцевая структура 134
Верхневолжский (Вышневолоцкий) блок 127, 132
Верхнее хауки (вакко) серия (комплекс) 51, 75, 76

Верхнекамская впадина 153—156
Верхнекамская кольцевая структура 134
Верхнекамский блок 132, 133
Верхнекамский (Камский) массив 127, 128
Верхне-Линденский разлом 214
Верхнесуннагинская свита 172, 175
Верхнетимптонский комплекс 172
Верхне-Тойлякский прогиб 145
Верхне-Токкинская впадина 197
Верхне-Тыркапский антиклинорий 189
Верхне-Тюнгский разлом 214
Верхнеушаковская подсвита 227
Верхне-Эгетинская синклиналь 186
Верхне-Юдомская свита 220
Верховцево-Чертомлыкская синклинорная зона 105
Верховцево-Чертомлыкский разлом 102, 106
Верховцевская синклиналь 102
Верховцевский синклинорий 99, 100, 103
Верхояно-Колымская складчатая система 212
Верхоянская миогеосинклиналь 221
Верхоянский структурный шов 213
Вестана серия 50, 57
Вестерботтен провинция 49
Вестервик серия (формация) 50, 55, 57
Ветланд серия 50, 57
Ветлужская кольцевая структура 134
Ветряного пояса грабен-синклиналь 13
Ветряной пояс карелид 23, 36, 133
Виджаян серия 252
Вильнюсский (Западно-Литовский) блок 132, 133
Вильчанская свита 147, 148
Вилюйская синеклиза 165, 207—209, 215, 217, 233
Вилюйский разлом 215
Виндийская синеклиза 249, 269
Виндийский комплекс 268—272
Виттапги группа 53
Вихди сланцевый пояс 43
Воже-Лачский прогиб (авлакоген) 133, 137—139, 161
Вознесенский антиклинальный массив 95—98
Волго-Камская антеклиза 115, 117, 126
Волго-Камский массив 127
Волго-Камский мегаблок 130, 132, 133
Волго-Уральская антеклиза 129, 130, 153
Волго-Уральский массив 128
Вологодская кольцевая структура 133, 134
Вологодская серия 151, 153
Вологодский гнейсовый овал 133
Вологодский (Онего-Двинский) блок 132, 133
Володарская группа синклиналей 94
Воломо-Пенингская грабен-синклиналь 35
Волчанская синклиналь 112, 113
Волчанский горст 107, 110, 112, 113
Волчанский разлом 113
Волыно-Подольская плита 86
Волыно-Подольский блок 84—89, 91, 93
Волынская серия 149, 150, 153, 157
Волынский блок 86, 88
Волынский массив 127
Волынский палеопрогиб 144
Волынский прогиб 140—142, 144, 147, 148, 149, 150
Воронежская антеклиза 115, 117, 121, 122, 125, 126, 129, 130
Воронежская складчатая область 127
Воронежский массив 128
Воронежский мегаблок 130, 132, 133, 135
Воронская свита 150, 151
Воронцовская (Восточно-Воронежская) синклинорная зона 136
Воронцовская серия 117, 122—125, 136
Вороньетундровская свита 16, 38
Восточно-Анновская синклиналь 106
Восточно-Воронежский синклинорий 123
Восточно-Гатский чарнокитовый пояс 267, 271
Восточно-Европейская платформа 9
Восточно-Карельская зона карелид 14, 23, 25, 26, 78
Восточно-Онежский блок 10
Восточно-Онежский массив 12
Восточно-Саянская зона глубинного разлома 211
Восточно-Уманский глубинный разлом 85
Восточной Финляндии карелиды 20
Восточно-Финляндская зона карелид 23, 27, 39, 47, табл. 2
Восточно-Финляндская синклинорная зона 68, 72
Восточный разлом 107
Выборгский массив рапакиви 43, 78, 145
Выгоновский комплекс 125, 126
Вятский блок 132, 133
Вятский вал 136
Вятский массив 127

Гайсинский синклинорий 92—94, 103, 104
Галещинская синклиналь 101, 102, 106
Галещинские плагиограниты 105
Галещинский разлом 107
Галещинский синклинорий 106
Гангпурская серия 257, 258
Гаоюйчжуан свита 246
Гвалиорская серия 264, 266
Гдовская свита 156
Герберг граниты 51, 74
Гимольская серия 17, 19, 20, 30, 48, 58, 68, табл. 2, 116, 124
Гимольский синклинорий 13
Годовари авлакоген (впадина, грабен, прогиб) 249, 265—267, 269
Годумалаи формация 250
Гожано-Куединовский вал 151, 156
Гожанская свита 141—143
Голеновский комплекс 126
Гонамская свита 195, 200, 219
Гонамский выступ 188
Гонамский купол 168
Горбашевская свита 149
Горбыляхская свита 166
Горишнеплавинская синклиналь 106
Городницкая антиклиналь 90
Горьковская кольцевая структура 134
Горьковский блок 132, 133
Горьковский массив 127
Готский комплекс 76, 77, 79, 82
Готский цикл 50, 69, 73, 74, 78
Гравийская свита 220, 234

Гремяха-Вырмес массив 39
Гримстад гранитный массив 50, 81, 83
Грютюттан серия табл. 2, 53
Гуддадарангаванахалли серия 256
Гуджарат комплекс гнейсов 253
Гуляйпольская свита 110
Гуляйпольская синклиналь 110, 112, 113
Гусятинский грабен 148, 149
Гуутивара группа 51

Давангра-Хугдинский грабен 193
Давангринская свита 193
Давачанская свита 176
Дала песчаники 51, 78
Дала порфиры 51, 74
Далдынская серия 205, 210
Далдынский антиклинорий 205
Далинский антиклинальный массив 96—98
Далма лавы 263
Даль серия 50, 79
Дальсландия серия 74
Дальсландская складчатая система 83
Дальсландский цикл 9, 50, 83
Дапджори лавы 262
Данджори серия 263
Дарвар «система» 256
Дарварский комплекс 269, 255—260, 263
Даугавапилсский блок 132—134
Даугавапилсский массив 127, 128
Дахунюй свита 248
Дебенгдинская свита 220, 225, 229, 230
Девладовский разлом 102, 106
Деканская синеклиза (амфиклиза) 249, 255, 265, 266, 267, 269
Демуринская антиклиналь 102
Демуринские плагиограниты 105
Демуринский гнейсово-мигматитовый купол 106
Денъин свита 247
Дербергеляхский антиклинорий 189
Дёс-леглиерская серия 170
Джелтулинская серия (юрикапская формация) 165, 166, 170, 171, 173, 175, 180, 209, 210
Джемкуканская свита 226
Джербинская свита 218, 224, 232
Джугджуро-Становой комплекс 200
Джугджурский анортозитовый массив 191, 200, 202
Джугджурский блок 177
Диагональный разлом 107
Дивпенский блок 132
Дигерберг формация 51
Дикимдинская свита 176, 223—226, 231
Джиравская серия 116
Днепровский комплекс 100
Днестровский купол 89, 90
Днепровско-Донецкая впадина 84, 103, 111, 113
Днепровско-Донецкая система разломов 136
Днепрово-Донецкий авлакоген 136
Добжинский блок 132, 135
Добжинский массив 127
Доготских гнейсов комплекс 70
Додарварский комплекс 249—255, 259, 261
Долинский дайковый пояс 97
Дольчиковская свита 228, 229
Доманберг конгломераты 51, 57
Донбасса складчатые сооружения 84
Донской разлом 113
Досаньганьский комплекс 237
Досвекофенно-карелид серии 19, 20
Досвекофенно-карельская кольская серия 38
Досвекофенно-карельские эпохи беломорид 12
Досвекофенно-карельский комплекс 17, 38
Досвекофенно-карельский цикл 19, 73
Дотайшаньский комплекс 237
Доушаньто свита 247
Дунье комплекс 241
Дходпур свита 260, 264—266, 270
Дцобблон порфиритовая серия 51, 75, 77

Евле-Сандвикена песчаники 51
Евле-Фалун пояс 49
Европейская платформа 6, 7, 84, 115—117, 127—129, 132, 134, 136—142, 145—148, 151, 153—155, 158, 161, 162, 203, 234
Еланьчинский массив 111
Елмозерская грабен-синклиналь 17, 30
Емильчинская синклиналь 91
Енисейский кряж 211
Енская свита 11
Еркекетская свита 220

Железногорский комплекс 125
Желтореченская синклиналь 100, 102, 106
Желтореченский разлом 107
Жерновская свита 228
Жиганская ветвь анабарид 210
Жиганский глубинный разлом 213
Жигулевская система разломов 136
Жигулевские дислокации 136
Жигулевский блок 132, 133
Жидковичская свита 117
Житомирская (Вильнякская) разломная зона 85, 86
Жуинская свита 226
Жуинских разломов зона 165, 173, 224

Заимандровский синклинорий 13
Заонежская свита 40, 66
Западно-Белорусская система разломов 136
Западно-Бенгальский перикратонный прогиб 248
Западно-Вилюйский авлакоген 221
Западного Беломорья беломориды 13
Западно-Ингулецкая зона 85, 97—99, 102, 103, 104, 106
Западной Карелии офиолитовая формация 27
Западной Карелии СССР карелиды табл. 2
Западно-Карельская зона карелид 23
Западно-Карельский синклинорий 19
Западно-Литовский блок 134
Западно-Литовский массив 128
Западно-Приазовская зона 85
Западно-Приазовская серия 107
Западно-Прибайкальский прогиб 221
Западный антиклинорий 11, 14
Запорожская антиклиналь (поднятие) 102, 106
Збраньковская свита 90
Звенигородско-Анновская тектоно-метасоматическая зона 98

Звенигородско-Анновский разлом 96
Зверевская серия 172
Зверевская свита 173
Зеленовская антиклиналь 102
Зелеиовский купол 106
«Зеленокаменных поясов» формация 256
Зильмердакская свита 142, 143

Игниканская свита 223, 224
Иджакская свита 166, 167, 170, 172, 180, 184
Иджакский разлом 188
Идюмо-Хайканский выступ 188
Идюмский купол 188
Иенгрская серия 165, 166, 169, 170, 172, 173, 175, 176, 180, 184, 186, 208
Иенгрский катархейский массив 207, 210, 211, 213
Иенгрский комплекс 167, 168, 178, 187, 190, 191, 208, 214
Иенгрский палеоблок 208
Излучинская свита 220
Икабийская антиклиналь 198
Икабийская свита 195, 201
Илеля свита 28, табл. 2
Ималыкская свита 176, 224, 226
Иманграканская свита 173, 176
Иманграканский выступ 189
Имангская свита 176
Имандра-Варзугский синклинорий 13, 36, 37, 39
Инари-Киркенес зона разломов 39
Ингулецкая антиклиналь 102
Ингулецкая синклиналь 106
Ингулецкий купол 106
Ингуло-Каменская зона разломов 98
Ингуло-Каменский разлом 96
Индийская платформа 248—250, 255, 258, 260, 262—265, 269, 271
Индийский щит 248
Индостана платформенный чехол 270
Индостанский щит 249, 252, 254, 255, 257, 258, 263, 264, 268, 269, 271
Инкашская свита 143
Инчукалнская толща 117, 124
Иоутсиярви массив 63
Иргизская свита 150
Ирипогорская свита 23, 24, 25
Иркинеево-Ламинская зона глубинного разлома 211
Иркутская свита 233
Исалми массив 47
Иситьский купол 168
Итчилякская синклиналь 197

Йошкжин серия 244
Йорн граниты 53, 56, 57, 69

Каверинская свита 143
Кадашская серия 141
Кадуканава гнейсы 254
Кажимский блок 132
Кажимский грабен 141, 143
Кажимский прогиб 140—142, 146
Каировская свита 158
Кайлаза серия гнейсов 251
Каймур серия 268—270
Кайнуу западный пояс 59, 62, 66, табл. 2
Кайнуу зона 41
Кайнуу кварциты 60, 61
Кайнуу пояс 46, 60—62
Калаканская свита 176
Каланчевская свита 226
Каларский анортозитовый массив 191, 200, 201
Каларский грабен 193, 203
Калдаги серия 266, 267
Калевальско-Чиркокемская грабен-синклиналь 13
Калевийские гипербазиты табл. 2
Калевийские (ладожские) сланцы 59, 60, 62
Калевия конгломераты 62
Каликс-Питео синклинорий 65
Каликсэльв группа 68
Каллинкангас кварциты 64, 65
Калтасинская свита 137, 139
Калтасинский авлакоген 137—141, 158
Калужская кольцевая структура 136
Кальмиусский массив 111
Кальмиусский разлом 113
Кальчикский массив 111
Камбейская впадина (грабен) 248, 250
Каменская тектоно-метасоматическая зона 98
Каменский глубинный разлом 96
Каменский грабен 148, 149
Кампиноский комплекс 117
Камско-Вятская складчатая область 127
Камышевахская антиклиналь 102
Камышевахский купол 106
Кам-Юньнаньская ось 247
Кандалакшский грабен 78
Кандалакшско-Колвицкая группа интрузий 13
Кандалакшско-Колвицкий гранулитовый массив 13
Кандалакшско-Колвицкий синклинорий 13
Кандыкская свита 223, 224, 232
Каниловская свита 157
Канлинская толща 40
Каннебо серия 50, 79
Канский комплекс 211
Каратауская серия 141, 143, 146
Карачевский массив 127, 135
Карелиды 22
Карелиды поздние 34
Карело-Кольский регион 10
Карельская зона карелид 11, 17, 20—22, 41, 58, 71, 72
Карельская складчатая система 127
Карельский комплекс 14, 116
Карельский массив 22, 127, 133
Карельский мегаблок 130, 132
Карельский цикл 14, 22
Карнактикские гнейсы 252
Карлсхами граниты 50, 74
Карнаул серия 267—269
Каруракская свита 173, 176
Каска-Тьоурак порфиры 51, 75
Катавская свита 143
Кашубский комплекс 117
Кебекте-Алаткинский синклинорий 189
Кебектинская серия 176, 193, 198, 199
Кебектинский (маймаканский) комплекс 198
Кейв сланцы 37
Кейвская серия, 10, 16, 20
Кейвская сланцевая толща 37
Кейвский грабен-синклинорий 13, 15, 16, 36, 37, 39
Кейвско-Поросозерская зона надвига 10, 36

Кейвско-Поросозерский глубинный разлом 16
Кельнинский прогиб 245
Кеменская подсерия 193
Кеменская серия 176
Кеменский массив 201
Кеми-Рованиеми (Перяпохья) синклинорий 63—65
Кеми-Лохья сланцевая зона 43
Кенг массив 237, 240
Кенкемесский купол 168
Керетская свита, 11, 14
Кернышская серия 223
Кессюсинская свита 220, 232, 234
Кеторская антиклиналь 186
Кивало кварциты 65
Кидашская серия 141, 142
Кииминки-Утаярви сланцевая зона 45, 46
Килавара офиолиты 53
Кирана холмов серия вулканогенных толщ 269, 270
Кировоградские граниты 94
Кировоградский антиклинальный массив 95—99, 127
Кировоградский блок 84—86, 93, 95—99, 102
Кировоградский комплекс 109, 112
Кировоградский разлом 96, 98
Кировоградско-житомирский комплекс 86, 89, 92, 95, 96, 100, 105
Кировско-Кажимский авлакоген 136
Кирсинская свита 155
Киртар-Сулейманское складчатое сооружение 248
Кируна порфиры 51, 69, 75
Кисеганская подсвита 139
Киско сланцевый пояс 43, 44
Кистна серия 267—269
Китайская платформа 242
Китайско-Корейская платформа 237—242, 245, 246
Китойское поднятие 227, 234
Киттеля гипербазиты табл. 2
Киттеля «зеленокаменные породы» 67
Кишангарх сиениты 263
Клайпедский блок 132
Клайпедский (Литовский) массив 127
Клименская свита 228, 229
Клосепетские гранитоиды 258, 259
Ковдозерско-Керетский (Западный) антиклинорий 11
Ковернитская кольцевая структура 136
Кодарская подсерия 193
Кодарская серия 195
Кодарский массив 201
Койкаро-Бергаульский синклинорий 13
Кокарско-Бородулинский грабен 140, 142, 143
Коккосельский купол 29
Коларский пояс 257
Коли-Калтимо пояс 62
Колискэльв группа 51
Колковская (розничская) свита 157
Колмозеро-воронья серия 16, 20
Колмозеро-Воронья синклиналь 13
Колосйокская свита 40
Колхан серия 262, 263
Кольская зона карелид 10, 11, 13, 14, 16, 20, 36, 71
Кольская серия 13, 15, 16, 20, 38, 39, 116, 120
Кольская складчатая система 127
Кольский мегаблок 130, 132
Комусская свита 166, 167
Конгсберг формация 81
Кондалитовая серия 251, 252
Конкская зона разломов 113
Конкская синклиналь 102
Конкский синклинорий 99, 103
Конкско-Белозерская серия 116
Конкско-Белозерская синклинорная зона 106
Конкско-Белозерский разлом 102, 106—107
Конкско-верховецкая метабазитовая серия 84, 114
Конкско-Ялынский грабен 107, 112, 113
Конкулинская свита 195
Корелический комплекс 125, 126
Корецкая антиклиналь 89
Коромандельский приокеанический прогиб 250
Коростенский комплекс 84, 88, 89, 93, 96, 97
Коростенский массив 89
Коростенский плутон 88, 90, 91, 93
Корсакская синклиналь 111—113
Корсакская формация 110
Корсунь-Новомиргородский плутон 93, 95—98
Косиновская антиклиналь 90
Костамукшская синклинальная зона 18, 19
Костамукшский синклинорий 13
Костер диабазы 50
Котлинская свита 156
Котуйкан-Монхоольская зона разломов 206
Котуйканская свита 219, 220, 225, 228
Котуйская складчатая система 207, 214
Котуйский разлом 215
Кочевская (валвинская) свита 156
Красногорско-Житомирский вал 89, 90
Краснокамская свита 156
Красноозерская свита 150
Краснопорожская свита 220
Красноуфимский (Пермский) массив 128
Кременчугский купол 106
Крестецкая система разломов 136
Крестецкий авлакоген 136
Крестецкий прогиб 140, 142, 144
Крестяхская антиклиналь 186
Крестяхская свита 176, 177, 181
Крестяхский синклинорий 189
Криворожская зона 102, 106
Криворожская серия 84, 92, 96, 103—105, 114, 116
Криворожская синклиналь 101—103, 106
Криворожская складчатая область 127
Криворожская система разломов 136
Криворожский глубинный разлом 84, 85, 95, 96, 98, 99, 102, 106
Криворожский синклинорий 99, 101, 103, 104, 106
Криворожско-Бобринецкий разлом 99
Криворожско-Кременчугская зона 85, 86, 102—104, 107
Криворожско-Кременчугский краевой прогиб 97, 98, 105, 106
Криничанская антиклиналь 102
Криничанский купол 106
Кристиансанд-Порсгрун сбросы 80
Кристинехамн граниты 50, 74

Кришнагири гранито-гнейсы 259
Кроппефьяль граниты 50, 73
Куалоярвинский синклинорий 11, 36
Куандинский комплекс 197, 201
Кудашевские плагиограниты 105
Куддапа авлакоген 249
Куддапа серия верхняя (кистна или серия банганапалли) 267, 268
Куддапа серия нижняя 267, 268
Куддапахская синеклиза 265—267, 269
Куддапахский комплекс 264, 266—269
Кудурканская свита 175
Кудымкарская свита 156
Кукасозерская свита 23, 24
Кукасозерско-Тикшезерский синклинорий 13, 22, 23
Кукморская толща (свита) 124
Куллекинская свита 226
Кульская свита 143
Кумахтинский купол 168
Кумахулахская свита 176, 224, 226
Кумозерский синклинорий 14
Кумпу кварциты 66, табл. 2
Кумпу конгломераты 66
Кумпу-ораниеми серия 66
Кумпу формация 66
Куньлунь-Циньлиньская складчатая область 242
Куньлуня варисцийские структуры 245
Куньлуня складчатый пояс 245
Кунъян комплекс 247
Куолоярвинский синклинорий 13, 24, 25, 66
Куопио купола 47
Курбаликитская свита 173, 176
Курейская впадина 221
Курземский блок 132, 133, 134
Курравара конгломераты 51, 76
Курская серия 117, 122—125, 136
Курский обращенный антиклинорий 135
Курская складчатая система 127, 128
Курский блок 132, 133
Курский массив 127
Куруктага платформенные структуры 247
Куруктагский прогиб 245
Курультинская серия 176, 180, 188, 190, 191, 213, 215
Курультинский комплекс 173, 177, 192
Курумканская свита 167
Куруиг-Уряхский грабен 176
Куруиг-Хоонкунская синклиналь 186
Кускангринский блок 169
Кухмо-Суомуссалми пояс 59, табл. 2
Кучалгар серия 262
Кучарский прогиб 245
Кушкульская свита 143
Куэтсярвинская свита 40
Кюриканская свита (богачинская) 166 171, 173, 175, 180
Кютингдинская свита 213, 219, 220, 225, 229

Ладожская серия 28—30, 32, 60, 62, 65, табл. 2, 116
Ладожская система разломов 136
Ладожская формация сланцев 21, 28
Ладожский прогиб 140, 142, 145—148
Лапландская зона 41, 42, 51, 62, 63, 67, 68, 71, 73, 79, табл. 2, 82
Лапландский гранулитовый массив (Сальнотундровский синклинорий) 13
Лаппонийская серия 66, 67
Ларсбо серия 52, 53, табл. 2
Лахандинская свита 224
Лебяжинская толща 37
Ледфат конгломераты 75
Ледфат серия 51
Леонидовская свита 141
Леппялампи свита 28
Лехтинский синклинорий (Шуезерский 13, 19, 23, 26
Лешконский прогиб 145, 152
Ливненско-Касторненский блок (массив) 127, 135, 136
Лина гранитов массив 63
Лина-I граниты 51, 63, 69, 77
Лина-II граниты 77
Липовецкий купол 89, 90
Липовецко-Тикичский разлом 94
Лискинский комплекс 125, 126
Литинский купол 89, 90
Литоминская свита 151
Ловозерский плутон 12
Лозоватская антиклиналь 112
Лозоватская вулканогенно-осадочная формация 100
Лосевско-Мамонский разлом 123, 136
Лоттинский синклинорий 13
Лоухская свита 11
Лоухский синклинорий 12, 13, 14
Лофтахаммар граниты 50
Лочевский блок 133
Лубосалминская грабен-синклиналь 13, 35
Лужский массив 125
Лус формация 53
Лучковская свита 117
Львовско-Кишиневская впадина 153, 154, 157
Лыосдаль граниты 51
Любимская свита 154, 156, 157
Лявозерская свита 16
Лянто свита 249
Ляодунский массив 237, 238, 239, 240

Маастахская свита 232, 234
Маганская зона разломов 206
Магнуссона зона 50
Мазовецкий блок 132, 135
Мазовецкий массив 127, 128
Мазурский комплекс 117
Маймакано-Чумиканский блок 177
Маймаканский комплекс 200, 216
Майская впадина 219—224
Малабарский прогиб 250
Малани вулканиты 260
Малани серия 264, 269, 270
Малгинская свита 223
Малемкенский блок 169
Малокамышская свита 141, 143
Малоторский грабен 176
Малоянисольский разлом 113
Малых Кейв толща 37
Мамонский комплекс 125, 126
Мангушская зона 85
Мангутская свита 110
Маньсинский комплекс (серия) 241, 242
Манькайская свита 234
Мариинская свита 224, 226
Мархинский блок 214

Марьямааский массив 125
Маслозерская грабен-синклиналь 13
Маттаваара группа (серия) кварцитов 51, 77
Маурлиден серия 45, 53, 56, 57
Маханади авлакоген 249
Мачинская свита 232
Медведковская свита 228
Мезенская впадина 148, 151, 152, 156
Мезенская кольцевая структура 134
Мезенская система прогибов 142, 145, 146, 152
Мезенский блок 132
Мезенский прогиб 140, 147
Мезенское поднятие 145
Мезенско-Камская система разломов 136
Мезенско-Камская складчатая система 127, 128
Мезовецкий блок 133
Меларен синклинорий 49, 55
Менстреск конгломераты 55, 57
Мизгирёвская свита 141
Микашевичский комплекс 126
Миккели-Варкаус-Куопио зона 47
Минский массив 127, 128
Михайловская серия 117, 121, 122, 135, 136
Мишиногорская кольцевая структура 136
Могилевская свита 149
Мойеро-Киренгская складчатая область 168, 215
Монхоольский синклинорий 205
Мордженская свита 176, 177, 181
Моркокинский разлом 215
Московская антеклиза 121
Московская синеклиза 115, 129, 133, 153, 154, 156—158
Московская складчатая система 127, 128, 155
Московский блок 132
Московский грабен 142, 143, 147, 148, 150
Московско-Кировская система разломов 136
Мостовский комплекс 126
Мотко-Воломская грабен-синклиналь 34, 35
Мотская свита 227, 233
Мукос грабен 45, 75, табл. 2
Мукунская свита 219, 220
Мукунская серия 228
Мурманский массив 10, 12, 15, 16, 127
Мурманско-Титовский синклинорий 13
Мусковитовых пегматитов формация 33
Мыпыкайская свита 220
Мялар серия 52, 53, табл. 2
Мяптукангас кварциты 46, 62

Нагар-Паркарское поднятие 248
Нагген серия 53, 55
Надеждинская свита 141, 142
Найссаарский массив 125
Налламалаи серия 267
Намсалинская свита 176, 193
Наннимский массив 237, 240
Нантанский комплекс 241
Наньто свита 247
Нармада-Сон авлакоген 269
Нармада-Сон зона 253, 263
Нармада-Сон линеамент 248, 258, 262, 263, 271
Наттанен граниты табл. 2
Невер долериты 262, 263
Неллурское пегматитовое поле 271
Нельгюйская свита 164, 165
Нелэгерская свита 225
Нелюкинский купол 168
Неманская серия 117
Непокская свита 145
Непский свод 233
Непско-Ботуобинская седловина 217
Непско-Пеледуйское поднятие 232
Нерюенская свита 223, 224
Несмуринская свита 176
Ниборг свита 147
Ниваярвинская свита 24, 25
Нижнеангарский глубинный разлом 212
Нижнекамский блок 132
Нижнекурская свита 135
Нижнесуннагинская свита 172, 175
Нижне-Тимптонский купол 168, 185—188
Нижнетуркутская свита 234
Николаевская зона 98
Николаевский разлом 91, 96
Никольская свита 226
Никопольский разлом 102
Нимгеркапская свита 166
Нимнырская свита 166, 167, 169, 178
Нимнырский блок 182
Ничатская свита 176, 224, 226
Новгородская кольцевая структура 134
Новгородский блок 125, 132, 133
Новгородский массив 127, 128
Новгородский разлом 99
Новобугский дайковый пояс 97
Новоград-Волынский вал 89, 90
Новоград-Волынский разлом 91
Новооскольско-Малоархангельская синклинальная зона 135
Ново-Павловская синклиналь 106
Новоукраинский антиклинальный массив 95—98
Новоукраинский массив гранитов 96, 97
Ногинская серия 150
Ногнятевская свита 193
Нокитская свита 176
Норвегии ромбенпорфиры 270
Нордрингре граниты 51
Нордрингре плутон 75
Норра-Ульве песчаники 51
Нохтуйская свита 232
Нурлатский комплекс 126
Нэлэгерская свита 220, 230
Нээмесский массив 125

Обиточинская синклиналь 107, 111—113
Обоян-михайловская серия 121
Обоянская серия 117, 121, 122, 125
Овручская грабен-синклиналь 89, 90, 91
Овручская серия 84, 116, 124
Овручский синклинорий 84
Одесская складчатая область 127
Околовская серия 117, 124
Окско-Волжский (Горьковский) массив 128
Октябрьский щелочной массив 111, 112
Олдонгсинская грабен-синклиналь 176, 192, 193, 198, 199
Олдонгсинская (пютская) свита 173, 176, 181

Олёкминская серия 176, 180, 188—191, 213
Олёкминская складчатая система 207
Олёкминский комплекс 167, 168, 173, 177, 192, 193
Олёкминский купол 168
Олёкминский палеоблок 208
Олёкмо-Чарский блок 168
Олепёкская складчатая система 207, 213
Олепёкский блок 208
Олепёкский массив 192, 213
Оленёкско-Батомгская складчатая система 168, 214—216
Оленёкское поднятие 219—222, 225, 229—231, 234
Оломокитский антиклинорий 189
Олондинская серия 192, 197, 201
Олондинская синклиналь 197, 201
Олондинский грабен 192, 193, 197, 199, 200
Олондинский (субганский, тунгурчинский) комплекс 167, 168, 173, 187, 191—193, 197, 198, 202, 216
Ольховский комплекс 126
Омахтинская свита 195, 200, 219, 222, 223
Омельникская антиклиналь 102
Омельникский купол 106
Омнинская свита 223
Омнинский комплекс 177
Омнинский купол 168
Омнинский массив 165, 177, 215
Омнинское поднятие 219, 220, 222, 223
Омолонский массив 165
Омоль вулканический комплекс 73
Омоль граниты 50, 73
Омоль серия (комплекс) 70, 73, 74, 79
Онего-Вагская зона 128
Онего-Двинский срединный массив 127, 128, 133
Онежская мульда 13, 34—36
Онежская серия 28—30, 32, 34, 48, табл. 2, 116
Онежский выступ фундамента 133
Онотский грабен 213, 214
Ордосская синеклиза 237, 238
Оренбургский свод 130
Ореповская антиклиналь 90
Орехово-Павлоградская зона 85, 99, 101—103, 105—107
Орехово-Павлоградская складчатая область 127
Орехово-Павлоградский глубинный разлом 84, 85, 99, 102, 106, 107
Ориярви гипербазиты табл. 2
Орматинская серия 143
Оршанская свита 144
Оршанский прогиб 140—142, 144, 146—148, 150, 153, 158
Осбю долериты и диабазы 51, 79
Оселковая серия 226
Осиновичская (лапичская) свита 147, 150
Оскархами граниты 50
Оскольская серия (тимская свита) 117, 122, 123, 124,
Осло грабен 69, 70, 79, 80
Осницкая структурная зона 89, 91
Осницкий комплекс 88
Отрадненская серия 116—118, 120, 131
Оттонский купол 168
Охтинский гранито-гнейсовый купол 26
Павлово-посадская серия 150
Павловская зона 136
Павловская синклиналь 106
Павловский комплекс 125, 126, 136
Павловско-Лосевская синклинорная структура 136
Падосская свита 36
Пайттасярви толща зеленых сланцев 75
Памира складчатый пояс 245
Папареченская синклиналь 39, 40
Панаярви-Куолоярвинский синклинорий 22
Панаярвинский синклинорий 13, 24, 59, 65
Панский массив 39
Папагни серия 266
Парандовская серия 19, 20, 25—28, 48, 116, 124
Патомская миогеосинклиналь 221
Патомская складчатая область 218, 221, 224
Патомский прогиб 232
Пахакуркио группа 53, 68, 69
Пахтаваара формация железистых кварцитов 66
Пачелмская серия 150, 151, 153
Пачелмский прогиб 140—144, 147, 148, 150—153, 158
Пашский грабен 145
Пебозерская серия 116
Пеледуйский свод 233
Пенганга серия 269
Пенджабская серия 260, 264, 266, 270
Пенинтская грабен-синклиналь 13
Пересыпкинская серия 150
Пержанский комплекс 90
Перлявский разлом 91
Пермский блок 132, 133
Пермский массив 127
Перяпохья (Кеми-Рованиеми) зона 41, 64
Песковский комплекс 126
Пестроцветная свита 232
Песцовотундровая толща 37
Петиктреск сланцы 53, 56, 57
Петровский купол 106
Петрозаводская свита 116
Печенгская свита 39
Печенгская серия 39, 40
Печенгский синклинорий 13, 36, 38—40
Пильгуярвинская свита 40
Пинежский прогиб 143
Пите конгломераты 51
Питео-Каликс синклинорий 64
Питкярантская группа поднятий 47
Побужская серия 116
Подлясский комплекс 117
Подольский блок 88, 127
Подольский разлом 91
Покал серия 267
Полесская (белорусская) серия 144
Полесский вал 144
Полкского пролива грабен 250
Полмос-порос свита 38
Полмос-порос серия 16, 20
Полмостундровская свита 16, 38
Полонский комплекс 126
Полуострова гранито-гнейсы 259
Поморский блок 132, 135
Поморский массив 127
Поной-Качковка-Снежница комплекс 38
Понойская толща 37

Порконен формация железистых кварцитов 66
Порохтахская свита 224, 232
Пороярвинская зона 38, 40
Пороярвинская свита 38, 39
Порьиташская свита 40
Порьиташский разлом 38
Последарварские (клосепетские) гранитоиды 252
Похьянмаа сланцевая зона 41, 43, 45, 46
Предгималайский краевой прогиб 248
Приазовский блок 84—86, 99, 102, 107—113, 127
Приазовский горст 107, 111
Приазовский щелочной комплекс 84, 109, 111, 112
Прибайкало-Иркутский прогиб 226
Прибайкало-Катуйский глубинный разлом 210, 211
Прибайкальский прогиб 227, 230
Прибалтийский гранулитовый комплекс 117
Прибугская синклинально-антиклинальная зона 92—94
Приднепровский (или Большого Кривого Рога) блок 84, 85, 99, 100, 102—106, 127
Приднепровский мегантиклинорий 105
Приднестровская синклиналь 89, 90
Прииигульская синклиналь 96, 97
Прикаспийская синеклиза 115, 129
Прикаспийский массив 127, 128
Прикаспийский мегаблок 130, 132
Приморский антиклинорий 11, 14
Приозерская свита 78, 145
Прионежья ятулийские структуры 140
Припятский авлакоген 136
Припятский блок 132
Припятский прогиб 86, 89, 91, 148, 149
Припятско-Днепровская складчатая область 127
Припятско-Днепровский авлакоген 129, 130
Присаянский прогиб 233
Приуральская система разломов 136
Причерноморская впадина 84, 86, 91
Пугачевский грабен 148, 150
Пулозерско-Кожозерский синклинорий 13
Пуоланка-Яуранка-Ярви зона 61
Путиловская свита 151
Путоранский блок 208
Пхепанский прогиб 246
Пятихатская антиклиналь 102
Пятихатский гнейсово-мигматитовый купол 106

Раакку-Тунтури выступ фундамента 24
Рагунда граниты 51
Рагунда плутон 75
Радаевско-Абдулинский прогиб 142, 143, 146
Раджастанский пегматитовый пояс 271
Раджастанский шельф 248
Райгородская синклиналь 96, 97
Райпур серия 269
Райяло серия 260—262
Рапгпурская седловина 248
Ратновское поднятие 144
Рахмановский комплекс 126
Ребальская эпоха тектогенеза 22
Рева серия 268
Ревзунд граниты 51, 53, 55—57, 69, 75
Редкинская свита 154—158
Ретан граниты 51, 74
Решан граниты 51
Решминская свита 154, 156, 158
Ржевский (Вышневолоцкий) массив 128
Ржищев-Борисполъская антиклинорная зона 92—94
Ржищевская антиклиналь 94
Рижгубская свита 37
Рижский массив 125
Рисаваара (серия) группа кварцитов 51, 77
Рогачёвская серия 144
Романовская серия 37, 38
Рослятинская свита 151
Россошанский блок 132, 133
Россошанский массив 127, 135, 136
Ротайгинская свита 157
Ротмистровская впадина 84
Ртищевская свита 143
Ругаланда граниты 50, 83
Рудняпская свита 144
Ружинский разлом 94
Русиновский комплекс 125, 126
Рускеальский выступ 32
Русская плита 117, 119, 126, 140
Руутивара группа 68
Рыокан группа пород 50
Рыокап серия 81, 82
Рыбинско-Котласский (Среднерусский) мегаблок 130
Рыбинско-Рослятинский вал 136
Рязано-Саратовская система разломов 136
Рязано-Саратовская складчатая область 127, 128
Рязано-Саратовский авлакоген 136

Саво-Карельская зона 41, 47
Савонлинна гранитоидный массив 43, 47
Саво сланцевая зона 43
Садковский разлом 91
Саймаганский грабен 176, 192, 193
Саккарское поднятие 248
Саколи серия 263
Саксаганская антиклиналь 102
Саксаганская зона 99, 107
Саксаганские плагиограниты 105
Саксаганский разлом 107
Саксаганский гнейсо-мигматитовый купол 106
Сакуканская свита 193, 201
Сакуканская синклиналь 198
Сакуканский массив 201
Саку-Тунгурчинский разлом 199
Салем серия 250, 252
Салминская свита 77, 145
Салминский массив 78
Салтыковский гранитоидный комплекс 125, 126
Сальнотундровский синклинорий (Лапландский гранулитовый массив) 13
Самарско-Волчанская зона разломов 113
Сапван серия 246
Санганьский комплекс 240
Саранский блок 132, 133
Сарара гранито-гнейсы 261
Саратовского Поволжья грабен 142
Саргодийский выступ 270
Саргодийское поднятие 248
Сариолийская серия 116
Сариолийские конгломераты 58, 62

Сармановская серия 117, 118, 124
Сатакунта грабен 75
Сатакунты диабазы табл. 2
Саткинская свита 139
Сатпурская орогенная зона 271
Саусарская серия 257, 258
Сафоновская серия 152, 153
Сафоновский прогиб 145, 152
Сахо серия табл. 2, 53
Свазиленд формация 254
Свеалапд антиклинорий 49, 55
Свеко-Норвежский мегаблок 130
Свекофенниды 42
Свекофенно-Карельский цикл 9, 12, 14, 15, 19, 20, 50, 70, 73
Свекофеннская зона 41, 42, 43
Свекофеннский комплекс 76
Свекофеннский мегаблок 130, 132, 133
Свекофеннский цикл 42
Светлинская свита 223
Свиопийская серия 33
Свислочская свита 157, 158
Северного Норботтена вулканиты 75
Северного Норботтена готиды 77
Северного Норботтена комплекс гранитоидов 77
Северного Норботтена область карелид 68
Северной Швеции готиды 75
Северной Швеции карелиды 20, 73
Северо-Американская платформа 203
Северо-Анабарский палеоблок 208
Северо-Байкальский прогиб 227, 233
Северо-Восточная синеклиза Китая 239
Северодвинская кольцевая структура 134
Северодвинский массив 127, 128
Северо-Карельская зона карелид 14, 22, 23, 25
Северо-Китайская платформа 247
Северо-Китайская синеклиза 238
Северо-Ладожская зона карелид 23, 27—29
Северо-Ладожский прогиб 33
Северо-Терсянская синклиналь 106
Сегозерская мульда 13, 30
Сегозерская серия 34, табл. 2, 116
Седянская свита 143
Сейдореченская свита 37, 38
Сеймдинская серия 176, 193, 199
Сеймская свита 166, 167
Секретаркинская свита 150
Сельюр группа пород 50
Сельюр серия 81, 82
Семеповская свита 227, 229
Семри серия 268, 270
Сеньский разлом 199
Серафимовская свита 141
Сиберканская свита 176
Сибирская платформа 6, 163, 168, 185, 191, 194, 203, 207—209, 212—214, 216—218, 220—222, 225, 227, 228, 230, 232—234
Сильян граниты 51, 74
Сингбум серия 257, 258
Сингбум синклинорий 257
Сингбума прогиб 263
Сингбумская зона смятия 271
Сингбумские граниты 258
Сингбумский блок 253
Синд-Пенджабский перикратонный прогиб 248, 265, 266, 270
Синский блок 214
Сирилесский антиклинорий 205
Сиэтачанская свита 220, 225, 229, 232
Скогшеден вулканиты 53, 57
Слюдянская серия 211
Смоланд-Вермланд массивы гнейсов 82
Смоланд-Вермланд пояс гранитов 69, 74
Смоланд порфиры 50
Смородинский комплекс 125, 126
Снавва-Съефоль серия 51, 77
Снанлахтинская антиклиналь 30
Соваярвинская свита 24, 25
Соланкюля кварциты 66
Солигаличский грабен 136
Соловьевкинская серия 141, 142
Соляной кряж 270
Сорокинский разлом 113
Сортавальская серия 28, 30, 32, 48, 60, 62, 65, табл. 2
Спинкмола граниты 50, 74
Среднего Приднепровья валы и купола 105
Среднерусская система разломов 136
Среднерусский мегаблок 131, 132, 133
Среднерусский прогиб (авлакоген) 147, 148, 151—153, 158
Ставищенский разлом 94
Становая зона 191, 200
Становая серия 191
Становой глубинный разлом 199, 200
Становой палеоблок 208
Становой шов 165, 173, 191, 193, 198, 202, 214
Старореченская свита 220, 232, 234
Стокгольм граниты 51, 53
Стрельнинская серия 37, 38
Стура-ле-марстранд серия 52, 70, 79
Субботско-Мошоринский дайковый пояс 97
Субботско-Мошоринский разлом 96, 99
Субганская серия 184, 192, 197
Субганский грабен 176, 192, 199—201, 216
Субганский комплекс 168, 191
Суйсарские вулканиты 66
Сукма серия 251
Сулекерская серия 256
Суллавай серия 269
Сумийская свита 24
Сумийско-сариолийский комплекс 58, 72, табл. 2
Сумской блок 132, 133
Сумской массив 127, 135, 136
Сунгурская подсвита 139
Сунляо впадина 237
Суннагинская свита 166, 171, 180
Суннагинский выступ 173, 188
Суннагинский купол 168
Сунтарский блок 216, 217
Сунтарское поднятие 215, 231, 233
Суонтитская свита 166
Суоярвская мульда 13, 34, 35
Сурселе граниты 51, 57, 63, 77
Сурская зона 99, 114
Сурская синклиналь 102
Сурский синклинорий 99, 101, 103
Сурско-Томаковская синклинорная зона 105, 106
Сурско-Томаковский разлом 102, 106
Сутамская (тыркандинская) свита 166, 171, 175, 180
Сутамский блок 183
Сутамский комплекс 172
Сухарихинская свита 220, 234

Сухонский блок 132
Сушуйский комплекс 240
Сыгынахтахская свита 212, 219, 220
Сямалин свита 246

Таас-Миэлинский грабен 176, 192, 195, 197, 199, 203
Тайшаньский комплекс 240
Така-Кайнуу зона 41
Така-Кайнуу пояс 63
Така-Кайнуу синклинорий 59, 63—65
Талынская свита 220, 223
Тальновско-Одесская синклинальная зона 92—94
Тальский купол 168
Тампере сланцевая зона 41—45, 48
Тампере сланцы 47
Тампере филлитовая толща 44
Тарагайская серия 197
Тарагайский грабен 176
Тарагай-Хаинский грабен 191
Таранаковский разлом 107
Тарима архейский комплекс 245
Таримская платформа 245
Таримский массив 237, 247
Тарская синеклиза 248
Тартуская кольцевая структура 134
Тасеевский блок 208
Тасмиэлинская (тарагайская) серия 176, 184, 193, 197, 198, 201
Татарский свод 130, 141
Твинг граниты 50
Телемарк граниты 50, 83
Телемарк комплекс (серия) 81, 82
Теллин свита 246
Темулякитская свита 176, 177, 181
Темулякитский глубинный разлом 197, 199
Темулякитский прогиб (грабен) 189
Тепраканский комплекс 200
Терекен свита 247
Териновская свита 228
Тетеревский прогиб 88, 91
Тетеревский разлом 87
Тибет-Юньнаньская складчатая область 242
Тикшезерская грабен-синклиналь 34
Тикшозерская серия 19, 20, 116
Тикшозерский грабен 35
Тиманский кряж 9, 145
Тимптоно-Джелтулинский блок 171
Тимптоно-Джелтулинский комплекс 167, 168, 170, 171, 177—180, 184—187, 190—192, 215
Тимптоно-Учурский блок 167, 168, 170, 171, 188, 190, 215
Тимптоно-Чульманский купол 168, 185
Тимптонская серия 165—167, 170, 171, 173, 175, 180, 209, 210
Тимптонский комплекс 180
Тимптонский палеоблок 208
Типповская свита 224, 232
Тогонская свита 228, 229
Токкинская свита 176, 225, 226, 231
Токкинский антиклинорий 189
Токкинский интрузивный комплекс 190, 191
Токкинский купол 168
Токкинский разлом 199
Токмовская кольцевая структура 134
Толпывыд-Кеулик амфиболиты 38
Толбинская свита 231
Томторская свита 220, 225, 234
Топозерский массив чарнокитов 26
Топориканская свита 193, 195
Торачанский синклинорий 189
Торгинская свита 176, 222, 224—226, 231, 232
Тоттинская свита 223
Тохмаярви-Пихясельская антиклиналь 32
Троицкая свита 141
Трубачевская синклинорная зона 135
Туддаль формация 50
Туймазинский комплекс 118, 120, 126
Туймазинский массив 120
Туломозера мульда 35
Туломозерская мульда 13, 34, 35
Тунгудская серия 24, 25, 26, 27, 34
Тунгудско-надвоицкая серия 26, 116
Тунгурчинская серия 176, 184, 192, 197
Тунгурчинский грабен 176, 192, 199
Тунгурчинский комплекс 168
Тунгусская синеклиза 207, 212
Тунгусский блок 208
Тундровая серия (свита) 38, 116
Тундровый комплекс 38
Тунтса-савукоски гнейсы 67
Тунтса-савукоски основные породы 67
Тунтса-савукоски толща сланцев 67
Туолбинский купол 168
Туркутская свита 220, 232, 234
Тыретская свита 226, 227
Тыркандино-Линденская зона разломов 208
Тыркандинская зона разломов 171—173
Тыркандинская формация 180
Тыркандинский антиклинорий 188
Тыркандинский разлом 188, 214
Тыркано-Уянский выступ 188
Тырканская свита 143, 166
Тырканский выступ 173
Тырканский купол 188
Тюнг-Алданская складчатая система 168, 181, 184, 214—216
Тюнгский палеоблок 208
Тюссерская свита 220, 232, 234
Тянская свита 176, 177, 181
Тянь-Шаня палеозоиды (складчатый пояс) 245

Угоянский массив 202
Угуйская грабен-синклиналь 176, 192, 193, 197, 198, 201, 203
Угуйский (удоканский, маймаканский) комплекс 167, 173, 192, 193, 198, 199, 201, 202, 216
Уджинский авлакоген 221
Уджинский глубинный разлом 210, 213, 215
Уджинское поднятие 220, 225, 228, 234
Удоканская серия 176, 191, 197, 199, 201, 213
Удоканский комплекс 168, 193, 201, 202
Удоканский прогиб 176, 192, 193, 195, 198, 201—203
Уйская серия 224
Уккасозерская свита 24
Украинский мегаблок 130, 132
Украинский щит 84—87, 91, 95, 101—103, 106, 107, 113—116, 124, 129, 144
Уктинская свита 220, 225, 230
Улановская синклиналь 89, 90
Улканская серия 193
Улканский комплекс 200, 202

Улканский массив 202
Улканский плутон 202
Улканский прогиб 192, 193, 195, 198—200, 202
Улканский разлом 165, 199, 215
Улкачанская свита 193, 195
Уллегиенский купол 168
Улуйский комплекс 168
Улунчинская свита 166, 171, 172, 175, 180
Уманский разлом 94
Уманско-Тетиевская антиклинорная зона 92, 93
Умишань свита 246
Унгринская свита 166
Унгринский дёс-леглиерский комплекс 167, 170, 184
Унгуохтахская свита 220, 225, 228
Унийская толща (свита) 117, 124
Упсала граниты 51
Уральский прогиб 146
Урицкий антиклинорий 226
Усманский комплекс 125
Усольская свита 232
Устиновский разлом 91
Устьинская депрессия 133
Усть-кирбинская свита 224, 232
Устькотуйкаиская подсвита (верхняя) 234
Устькотуйканская свита 220, 232, 234
Усть-сухарихинская свита 220
Утайский комплекс (серия) 241
Уфимско-Гожанский прогиб 140—143
Уфтюгское поднятие 145
Учуро-Майская плита 219, 222, 223, 232
Учурская впадина 219—223
Учурская серия 195
Учурский купол 168
Уяпская серия 195

Фаннонийская серия 33, 44
Федоровская свита 166, 167, 170, 173, 180, 184, 186
Федоровская синклиниаль 186
Федоровский массив 39
Фенно-Карельский массив 10, 19, 28, 33
Фенно-Карельское поднятие 12, 17, 19—21, 23, 27, 29, 41—43, 46, 47, 58, 62, 71, 72, табл. 2
Фиг-три серия 254
Филипстад граниты 50, 74
Феллингсбру граниты 51, 53
Финляндии свекофенниды 42, 43, 48, 55, 65, 75
Финляндии свекофенская зона 43
Финской Лапландии гранулитовый массив 11
Фролюнда граниты 50, 73
Фрунзенская серия 104, 116

Хайлэнд серия 252
Хайканский купол 188
Хайпахская (нижняя) подсвита 225
Хайпахская свита 220, 230
Хакмана спилиты 67
Халлеяур граниты 57
Хампинский купол 168
Хамрянге формация 53
Ханинская грабен-синклиналь 176
Ханинская свита 176, 193
Ханинский разлом 199
Ханкайский массив 240
Хапаранда комплекс (серия) 51, 63, 65, 68, 69
Хапчанская серия 205
Хапчанырская (нижняя) подсвита 225
Хапчанырская свита 220, 225, 228
Хараварра офиолиты 53
Харапский синклинорий 205
Хараулахский выступ 232, 234
Хараютехская свита 220, 225, 232, 234
Хатыспытская свита 220, 225, 232, 234
Хаутоваара-Чалка грабен-синклинорий 13
Хегнес граниты 57
Херефосс гранитный массив 50, 81, 83
Хесап-Ривонский прогиб 246
Хетоламбинская свита 11, 14, 26
Хеютияйпен синклиналь 62
Хибинский плутон 12
Хизоварская свита 23, 25
Хинганская зона 240
Хинганская складчатая область 237
Хирвинавалокская свита 23—25
Хогландская серия 117
Хойкинская свита 173, 176, 181
Хокала-Пяккo гипербазиты табл. 2
Хорбусуонская свита 220, 225
Хосурская серия 256
Хосурские гранито-гнейсы 261
Хрустовская свита 149
Хуанли комплекс 243
Хугдинская свита 193
Худуркаиская свита 166, 171, 180
Хужирская свита 226, 227
Хуншуйчжуан свита 246
Хуто серия (комплекс) 241, 242, 246
Хямранге формация 55
Хярнэ серия 53

Цаиаярви синклинорий 63
Центрально-Алданский блок 167, 168, 170—173, 184, 185, 188, 190, 192, 214, 215
Центрально-Анабарский палеоблок 208
Центрального Норланда геосинклиналь 49, 75
Центральной Лапландии гранитоиды 66
Центральной Лапландии сланцевая площадь 41
Центральной Финляндии гранитный массив 47, 48, 49
Центральной Швеции лептитовая серия 42
Центральной Швеции свекофенииды 69, 82
Центрально-Кольский антиклинорий 13, 15
Центрально-Приазовская серия 107, 110
Центрально-Приазовская синклиналь 110, 112, 113
Центральный массив Лапландской зоны 63
Цехановский комплекс 117
Цзынэрюй свита 246
Циньлинская складчатая система 244
Ципандинская свита 223, 224
Цпинская свита 143

Чадобецкое поднятие 218, 227—229
Чайбаса серия 263
Чампанер серия 262
Чампион гранито-гнейсы 259
Чандарпур серия 269
Чан-чен свита 246
Чадобецкая свита 227, 229
Чарпокитовая серия 251, 252

Чарнокитовый пояс линейных структур 249, 255
Чаро-Олёкминская складчатая система 168, 181, 214, 215
Чаро-Олёкминский блок 167, 173, 177, 180, 188—190, 192
Чародаканская свита 176, 193, 201
Чарская серия 176
Чарский выступ 189
Чарский грабен 176
Чарский разлом 199
Чарский синклинорий 189
Чарторийская свита 157
Чаттисгарх авлакоген 249
Чаттисгарх впадина 265, 269
Ченцзян свита 247
Ченчинская свита 225, 226, 232
Червоноармейская синклиналь 91
Червуртская свита 16
Черемшанская серия 120
Черниговский разлом 111, 113
Чернореченская свита 220
Чертомлыкская синклиналь 102
Чертомлыкский синклинорий 99—101
Чигиринский антиклинальный массив 95, 96
Чигиринско-Знаменский антиклинальный массив 97
Чигиринско-Ташлыкский разлом 96, 99
Чилпигат серия 263
Чимидикянский купол 168
Чинейская подсерия 193
Чинейский комплекс 201
Чирко-Кемская грабен-синклиналь 34
Читалдругский пояс 257
Читкандинская свита 199
Чомкол купол 240
Чуанлингоу свита 246
Чубовский комплекс 126
Чугинская свита 167, 169, 178
Чугинский блок 169
Чудново-Бердичевская антиклинальная структура 88
Чуйско-Кодарский комплекс гранитов 199, 201
Чуктуконская свита 228, 229
Чульманский грабен 195, 201
Чумиканский комплекс 177
Чуна-Монча-Волчьих тундр комплекс интрузий 10, 14
Чупинская свита 11, 14

Шанганьский комплекс 240
Шаньдунский массив 239—240, 242
Шаньсийская антеклиза 238
Шаргородский купол 89, 90
Шарыжалгайская серия 211, 213
Шарыжалгайский выступ 207, 211
Швеции готиды 78
Швеции лептитовые формации 55
Швеции свекофенниды 49, 51, 78, 79, табл. 2
Шевченковско-Березовский вал 96, 97
Шеллефте граниты 51, 69
Шеллефте пояс 49, 55—58, 63, 69, 75, 77
Шепетовская антиклиналь 89, 90
Шепетовская (Ровенская) тектоническая зона 86
Шиллонг серия 263
Шиллонг плато 253, 263
Шиллонгский массив 248
Шимога-дарвар сланцевый комплекс 256
Шкаповская впадина 153, 154, 156, 158
Шокшинская свита 116
Шомбозерский синклинорий 13, 23
Штандинская свита 143
Шуезерский синклинорий 27
Шуерецкий антиклинорий 14
Шуйская свита 36
Шучинская серия 117, 124

Эвантекио гранитный массив 67
Эдефорс граниты 51, 63, 77
Эекитская серия 213, 216
Элгетейская свита 193, 195, 200
Элгетинская антиклиналь 186
Эльваберг серия 52, 53, 57, 58
Эльгерская толща 176
Эмяксинская свита 220
Эннинская свита 220, 223
Эстоно-Литовская система разломов 136
Эсэлэхская свита 220, 225, 230

Юго-Западной Финляндии свекофенниды 47
Юго-Западной Швеции лептит-порфировая формация 20
Юдомо-Майский прогиб 219—224, 230—232
Юдомская подсвита (верхняя) 231
Юдомская подсвита (нижняя) 231
Юдомская свита 226, 232
Юдомский комплекс 231, 232
Юедейская свита 232
Южно-Выгозерский синклинорий 13, 23
Южного Норланда краевая зона 49, 55
Южной Норвегии суперкрустальные комплексы 70
Южной Финляндии лептитовая серия 42, 55
Южной Швеции готиды 73
Южно-Китайская платформа 237, 242—245, 247
Южно-Моторчунский разлом 215
Южно-Учурский массив 202
Юкэньгол свита 247
Юлиановский разлом 91
Юлово-Ишимский грабен 137—139
Юоввойско-Урагубский разлом 39
Юрматинская серия 141, 142, 146
Юсмастахская подсвита (верхняя) 225, 234
Юсмастахская подсвита (нижняя) 225
Юсмастахская свита 220

Яблоневская синклиналь 90—91
Ягалаская свита (комплекс) 117
Якутский разлом 214
Якутское поднятие 216, 231
Ялонварская серия 28
Янгозерская мульда 13, 30, 34, 35
Янгурская антиклиналь 112, 113
Яндое выступ 240
Янисъярвинский синклинорий 13, 29
Янисъярвская мульда 13, 34, 35
Янчжуан свита 246
Яньшанский прогиб (авлакоген) 246, 247
Яркендский прогиб 245
Ярна граниты 51, 74
Ярогинская серия 176, 179
Ярогинский грабен 176, 201
Ярогинский комплекс 200, 201
Ярославская складчатая система 127, 128
Ятулийский комплекс 140
Яуракка кварциты 60
Яуракка фация 60—62

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5

Европейская платформа

Глава I. Балтийский щит 9
Глава II. Украинский щит 84
Глава III. Строение фундамента под чехлом Европейской платформы 115
Глава IV. Строение докембрийского чехла Европейской платформы 137

Сибирская платформа

Глава I. Алданский щит 165
Глава II. Анабарский массив 204
Глава III. Строение фундамента под чехлом Сибирской платформы 207
Глава IV. Строение докембрийского чехла Сибирской платформы 218

Древние платформы Центральной и Южной Азии

Глава I. Китайско-Корейская, Южно-Китайская платформы и Таримский массив 237
Глава II. Индийская платформа 248
Литература 272
Указатель региональных названий 298

CONTENTS

Preface 5

Precambrian of European platform

Chapter I. The Baltic Shield 9
Chapter II. The Ukranian Shield 84
Chapter III. The Structure of the Basement Beneath the Cover of European Platform 115
Chapter IV. The Precambrian Cover Structure of European Platform 137

Precambrian of Siberian platform

Chapter I. The Aldan Shield 165
Chapter II. The Anabar Massif 204
Chapter III. The Structure of the Basement Beneath the Cover of Siberian Platform 207
Chapter IV. The Structure of Precambrian Cover of Siberian Platform 218

Precambrian of ancient platforms in Central and Southern Asia

Chapter I. The Chinese-Corean, South-Chinese Platforms and Tarim Massif 237
Chapter II. The Indian Platform 248
References 272
Index of regional names 293