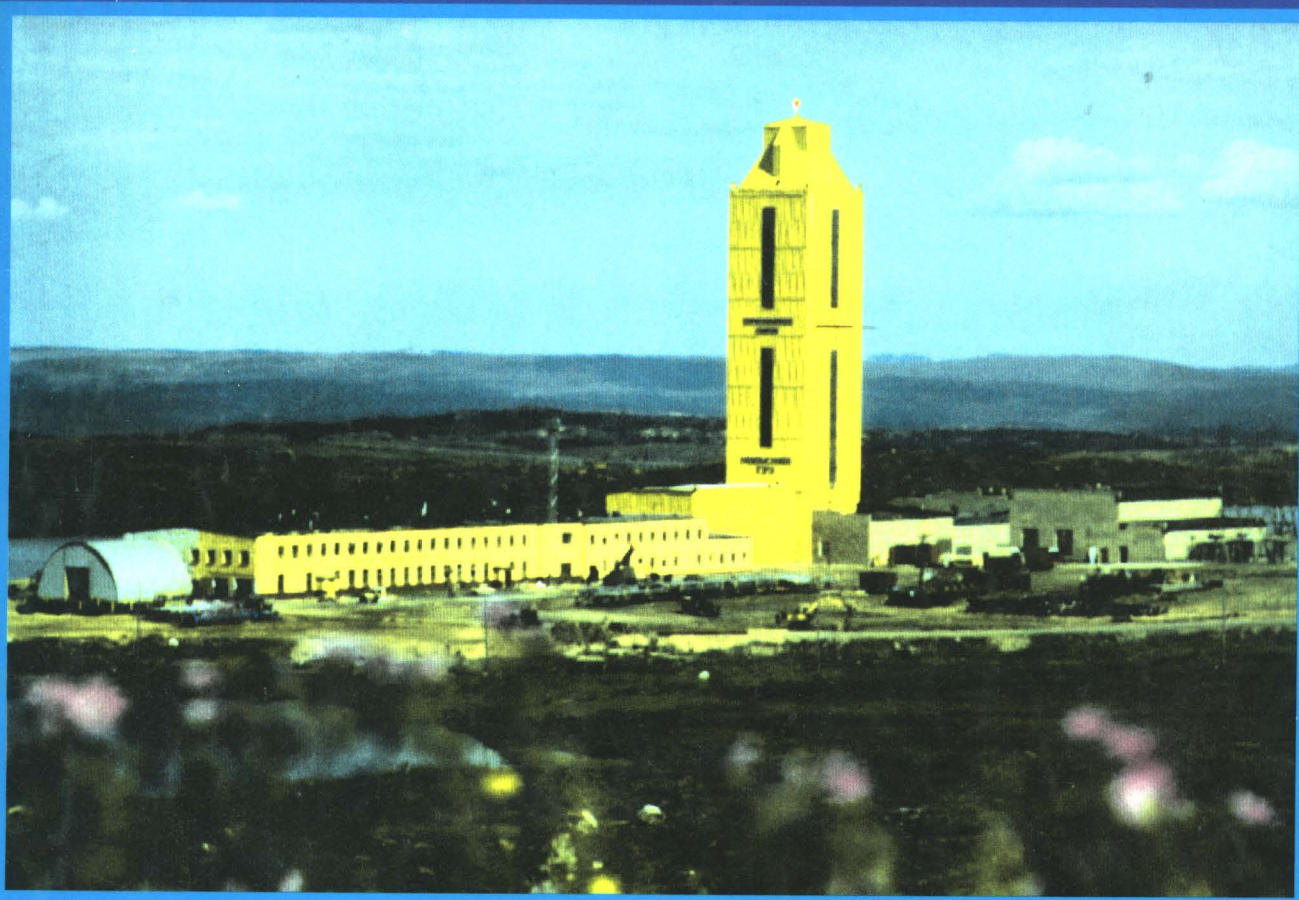


# КОЛЬСКАЯ СВЕРХГЛУБОКАЯ

Научные результаты  
и опыт исследований



Москва  
1998



**КОЛЬСКАЯ  
СВЕРХГЛУБОКАЯ**

*Научные результаты  
и опыт исследований*

**KOLA SUPERDEEP**

*Scientific Results  
and Research Experience*

**Ministry of Natural Resources of the Russian Federation  
Russian Academy of Sciences  
Russian Academy of Earth Sciences**

# **KOLA K SUPERDEEP**

**Scientific Results and Research Experience**

**Moscow  
1998**

Министерство природных ресурсов Российской Федерации  
Российская Академия наук  
Российская Академия естественных наук

# **КОЛЬСКАЯ СВЕРХГЛУБОКАЯ**

**Научные результаты и опыт исследований**

Москва  
1998

**Главные редакторы:** В. П. Орлов, Н. П. Лаверов

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:**

Бродский П. А., Губерман Д. М., Казанский В. И., Кузнецов О. Л., Мазур В. Б., Милетенко Н. В., Митрофанов Ф. П., Морозов А. Ф., Певзнер Л. А., Хахаев Б. Н., Яковлев Ю. Н.

**Editors-in-chief:** V. P. Orlov, N. P. Laverov

**EDITORIAL BOARD:**

Brodsky P. A., Guberman D. M., Kazansky V. I., Kuznetsov O. L., Mazur V. B., Miletenko N. V., Mitrofanov F. P., Morozov A. F., Pevzner L. A., Khakhaev B. N., Yakovlev Yu. N.

**УДК 622.241 (470.22)**

**Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований.** — М: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998. — 260 с.

В предлагаемой вниманию читателей книге сделана попытка систематизировать основные результаты исследований Кольской сверхглубокой скважины и ее геопространства за период 1984–1995 гг.

В работе содержится современная трактовка строения и истории формирования Балтийского щита с более подробной характеристикой его северо-восточной части, в которой расположена скважина. Подробно рассмотрен весь разрез Кольской скважины до глубины 12 262 м, обобщены прежние и приведены новые радиологические датировки его основных структурных единиц. Представлены многочисленные данные по распределению в нем радиоактивных элементов и золота, изотопов гелия. Впервые дан сравнительный анализ рудной минерализации в разрезе скважины и в приповерхностной зоне геоблока. С использованием новых методик и аппаратуры изучена анизотропия упругих свойств главных групп пород протерозойского и архейского комплексов. Детально рассмотрены тепловой режим и природа геофизических границ. Для северо-западной части Кольского полуострова предложено несколько новых геодинамических моделей.

Систематизированы и теоретически осмыслены уникальные материалы о рациональной конструкции скважины, условиях работы бурильной колонны и компоновке ее нижней части, о борьбе с искривлением ствола, о предупреждении и ликвидации аварий и осложнений в различных геологических условиях.

Рассмотрены основные концепции функционирования Кольской сверхглубокой скважины в режиме геолоборатории.

Книга рассчитана на широкий круг исследователей глубинного строения континентальной земной коры и специалистов в области бурения глубоких и сверхглубоких скважин.

Табл. 40, рис. 91, лит. ссылок 445.

**Kola Superdeep. Scientific Results and Research Experience.** — М: «TECHNONEFTEGAZ», 1998. — 260 p.

The book presents an attempt to systematize the main results obtained from the study of the Kola Superdeep Well VSD-3 and its geo-realm in 1984–1995.

A modern interpretation of the structure and history of the Baltic Shield given in this publication provides a more detailed description of the northeastern part of the shield, where the well is located. The entire section of the Kola well down to a depth of 12 262 m is discussed in detail; the previous and new radiological datings of the main structural units of the section are presented and summarized. Numerous data on the distribution of radioactive elements, gold, and helium isotopes are given. For the first time, a comparative analysis of ore mineralization in the well section and in the near-surface zone of the geological block has been made. New techniques and equipment allowed for a comprehensive study of the anisotropy of elastic properties of main rock groups in the Proterozoic and Archean complexes. Temperature regime and the nature of geophysical boundaries are discussed in detail. Several new geodynamic models are proposed for the northwestern part of the Kola Peninsula.

The unique material pertaining to the efficient construction of the well, the working conditions of the drill column and the design of its bottom part, combatting hole deviation, and eliminating and preventing downhole failures in different geological conditions is summarized and theoretically comprehended.

Basic concepts of operating the Kola Superdeep Well in the regime of a geolaboratory are considered.

The book is designed for a wide audience of researchers studying deep structure of the continental Earth crust, as well as specialists in drilling of deep and super-deep wells.

Tables 40, figs. 91, references 445.

## ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия XX в. отмечается возрастающий интерес к глубинному строению Земли. Мировое сообщество все более глубоко понимает свою полную зависимость от наличия природных ресурсов и состояния окружающей среды. Сегодня стало ясно, что только фундаментальные геологические знания позволят удовлетворить потребности в природных ресурсах, найти пути смягчения влияния природных катастроф и осуществлять эффективный прогноз глобальных изменений окружающей среды.

В течение последних тридцати лет в бывшем Советском Союзе, а затем в России выполнялась беспрецедентная по ширине охвата проблем и масштабам программа изучения глубинного строения континентальной земной коры комплексом региональных геофизических исследований по опорным профилям и бурением глубоких и сверхглубоких скважин в наиболее важных геологических структурах. В рассматриваемый период на территории России было выполнено более 80 тыс. пог. км региональных профилей и пробурено 11 научных скважин. Восемь научных скважин были пробурены на территории бывших республик (Казахстана, Украины и Узбекистана).

За рубежом также были реализованы многие проекты научного бурения, связанные в основном с изучением современных активных глубинных процессов (США, Англия, Франция). Сверхглубокая скважина КТБ-1 глубиной 9101 м пробурена в Германии. В 1996 г. начаты исследования в рамках международной геологической программы корреляции результатов континентального научного бурения (ICDP), которая фактически интегрировалась с программой изучения глобальных изменений в прошлом (PaGec) и предусматривает дальнейшую интеграцию с программой океанического бурения (ODP).

Самая глубокая в мире и первая сверхглубокая скважина, пробуренная в кристаллических породах, — СГ-3 занимает особое место в общемировой системе изучения глубинного строения Земли. Она достигла рекордной отметки 12 262 м, и это достижение вряд ли будет превзойдено в обозримом будущем.

Скважина заложена в северо-восточной части Балтийского щита в пределах Печенгского геоблока. Координаты устья скважины: 69°25' СШ, 30°44' ВД. Бурение было начато в 1970 г., а в феврале 1995 г. исследования в скважине переведены в режим глубинной геологической лаборатории.

При обсуждении этого уникального объекта правильнее говорить о многоствольной скважине. Бурение первого ствола было начато в мае 1970 г. и к октябрю 1982 г. была достигнута глубина 11 662 м. По техническим причинам в июне 1983 г. с глубины 9378 м было осуществлено бурение нового ствола, глубина которого к сентябрю 1984 г. достигла 12 066 м. В 1985–1990 гг. с глубины 7010 м был пробурен третий ствол и спущена обсадная колонна до глубины 8770 м, после чего ствол был углублен, и в июне 1990 г. забой достиг отметки 12 262 м. И, наконец, в январе 1991 г. с глубины 9649 м было начато бурение четвертого ствола скважины, глубина которого к январю 1992 г. составила 11 882 м. Таким образом, в интервале глубин 7000–12 000 м получена объемная информация о строении околоскважинного пространства.

При последующей попытке подготовить скважину к креплению обсадной колонной для углубления до 14 000 м была нарушена целостность предыдущей колонны на глубине 8550 м. Последнее привело к решению перевести скважину в режим геологической лаборатории, и в течение 1994 г. небольшой интервал (8278–8578 м) открытого ствола был подготовлен для долговременных геолого-геофизических исследований.

В результате бурения скважины было поднято 4024 пог. м керна и выполнено около 400 000 км каротажа более чем 25 методами. Проведенные исследования скважины СГ-3 позволили впервые получить прямые данные о строении и составе глубинных зон древней континентальной земной коры и составить ее опорные геологические, геохимические и геофизические разрезы. Полученные таким образом фактические материалы существенно изменили прежние модели слоистого строения континентальной земной коры, доказали присутствие в ней рудной минерализации и флюидов вплоть до максимальных глубин и изменили традиционные представления о природе геофизических границ.

Результаты исследования скважины получили отражение в многочисленных статьях и монографиях. Первое наиболее полное описание результатов было опубликовано в 1984 г. в коллективной монографии «Кольская сверхглубокая».

За прошедшие со времени выхода первой монографии годы по Кольской сверхглубокой скважине и району ее заложения была получена масса новой ценной информации. Предложена современная трактовка строения и истории формирования северо-запада Кольского полуострова; подробно охарактеризован весь разрез СГ-3 до глубины 12 262 м и гораздо более детально исследована его архейская часть; систематизированы прежние и получены новые изохронные радиологические датировки основных структурных единиц разреза, а также многочисленные данные о распределении изотопов гелия, радиоактивных элементов и золота; впервые дан сравнительный анализ рудной минерализации в разрезе скважины и приповерхностной зоне Печенгского геоблока; с использованием новой аппаратуры изучена анизотропия упругих свойств главных групп пород протерозойского и архейского комплексов; детально рассмотрены тепловой режим и природа геофизических границ; разработаны новые модели строения Печенгского геоблока.

Серьезные изменения произошли и в познании геологии всего Кольского полуострова, в том числе Печенгского района, где находится СГ-3. Наиболее существенны сдвиги в области геохронологии, раннепротерозойского магматизма и геодинамики. В результате возникли различные геодинамические модели Печенгского геоблока, оценка которых вызвала необходимость корреляции адекватных данных по скважине СГ-3 и по поверхности с использованием компьютерных технологий.

За последние десять лет в Печенгском районе и на смежных территориях выполнен обширный комплекс сейсмического зондирования с помощью различных методов, в том числе ранее не применявшихся, а это, в свою очередь, создало новую основу для познания глубинного строения региона.

В процессе проходки скважины решен ряд проблем, относящихся к технике и технологии сверхглубокого бурения. К настоящему времени собраны, систематизированы и теоретически осмыслены уникальные материалы о рациональной конструкции скважины, об условиях работы бурильной колонны и компоновке ее нижней части, о борьбе с искривлениями ствола, ликвидации и предупреждении аварий в различных геологических условиях, разработана многоканальная телеметрическая система для бурения на больших глубинах.

Тем не менее не все проблемы, связанные с проходкой Кольской сверхглубокой скважины, на сегодня получили решение. Некоторые из них продолжают оставаться предметом дискуссий.

В предлагаемой читателю книге предпринята попытка систематизировать результаты исследований на Кольской сверхглубокой скважине, не рассмотренные в предшествующих публикациях. Книга не претендует на однозначное понимание всех аспектов многоплановой информации. Она показывает, что интерпретация результатов научного континентального бурения требует по мере осмысления проведения новых специальных исследований. С этих позиций значение Кольской сверхглубокой скважины трудно переоценить.

Авторами монографии являются ведущие специалисты НПЦ «Кольская сверхглубокая» и более полутора десятков научных и научно-исследовательских организаций геологической службы страны, РАН и РАЕН, длительное время принимавшие участие в исследовании скважины.

Естественно, что при подготовке к изданию отдельных разделов, предлагаемых различными специалистами, «стоящими» зачастую на разных геологических платформах, не удалось достигнуть единства взглядов на полученные результаты. Редколлегия сочла разумным сохранить отдельные, обоснованные фактическими материалами разногласия, не обсуждая позиций авторов.

Редколлегия в полной мере отдает себе отчет, что за рамками авторского коллектива монографии осталось большое число ученых и специалистов, внесших огромный вклад в получение уникальных данных. Мы благодарны ученым и производственникам, способствовавшим реализации крупнейшей государственной программы изучения недр Земли с помощью сверхглубокого бурения в России.

## Глава 1

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Прошло около 12 лет со дня выхода в свет коллективной монографической работы «Кольская сверхглубокая» под редакцией Е. А. Козловского (1984). За прошедший период произошло заметное изменение наших взглядов на докембрийскую историю развития всего Балтийского (Фенноскандинавского) щита и северо-восточной его части, на общее строение земной коры, механизм и динамику ее преобразования, на металлогению ряда провинций, что обусловлено достижениями в изучении проблем магматизма, геохронологии и геодинамики, а также сменой геологических парадигм.

Как известно, до середины 70-х годов господствующей была геосинклинально-платформенная концепция, согласно которой геологическая история формирования Балтийского щита разделялась на прогеосинклинальный, протогеосинклинальный, протоорогенный и протоплатформенный этапы. На смену ей пришла концепция «Новой глобальной тектоники». Современные дискуссии проходят с привлечением новых структурно-тектонических, геохимических и изотопных данных. В настоящее время независимыми методами получены многочисленные и убедительные доказательства достоверности теории «Тектоника литосферных плит» в отношении фанерозойского этапа развития земной коры, однако очень много проблем остается в отношении докембрийского этапа, так как в силу различных причин остаются неясными процессы, которые привели к своеобразию строения и состава докембрийских щитов (Хаин, 1993).

В глубинной геофизике и геологии на смену представлений о двух-, трех- или четырехслойной структуре земной коры пришли модели более сложного, тонкослоистого ее строения и индивидуальности каждого крупного блока, что предопределило сложность корреляции разрезов коры в пределах Балтийского и других щитов. Одной из причин этого являются различное вещественное выражение сходных геофизических слоев или разные геофизические параметры близких по составу образований. К настоящему времени значительно изменились и наши представления о природе горизонтальных сейсмических границ, что неизбежно повлияло на интерпретацию геофизических данных. Более детально этот вопрос будет обсужден в последующих главах.

Балтийский щит в силу хорошей геолого-геофизической изученности представляет собой естественный поли-

гон для разработки и совершенствования новых моделей докембрийской тектоники и геодинамики. В 1993 г. здесь был успешно завершен международный Проект № 275 МПГК «Глубинная геология Балтийского щита». В настоящее время исследования продолжаются в рамках нового Проекта № 371 МПГК «Докембрий Северной Атлантики (COPENA)». Результаты бурения сверхглубоких скважин, начатого в СССР и продолженного в России, Германии и Швеции, в значительной мере восполняют многие пробелы в наших знаниях о глубинном строении континентальной коры и процессах древнего корообразования. В этом отношении результаты бурения СГ-3, заложенной на докембрийском кристаллическом фундаменте, — уникальны. Одним из достижений, безусловно, является получение доказательств отсутствия так называемой границы Конрада на глубине около 7 км, что обусловило окончательный отказ от модели двухслойного строения континентальной земной коры, на которой базировался первоначальный проект заложения скважины.

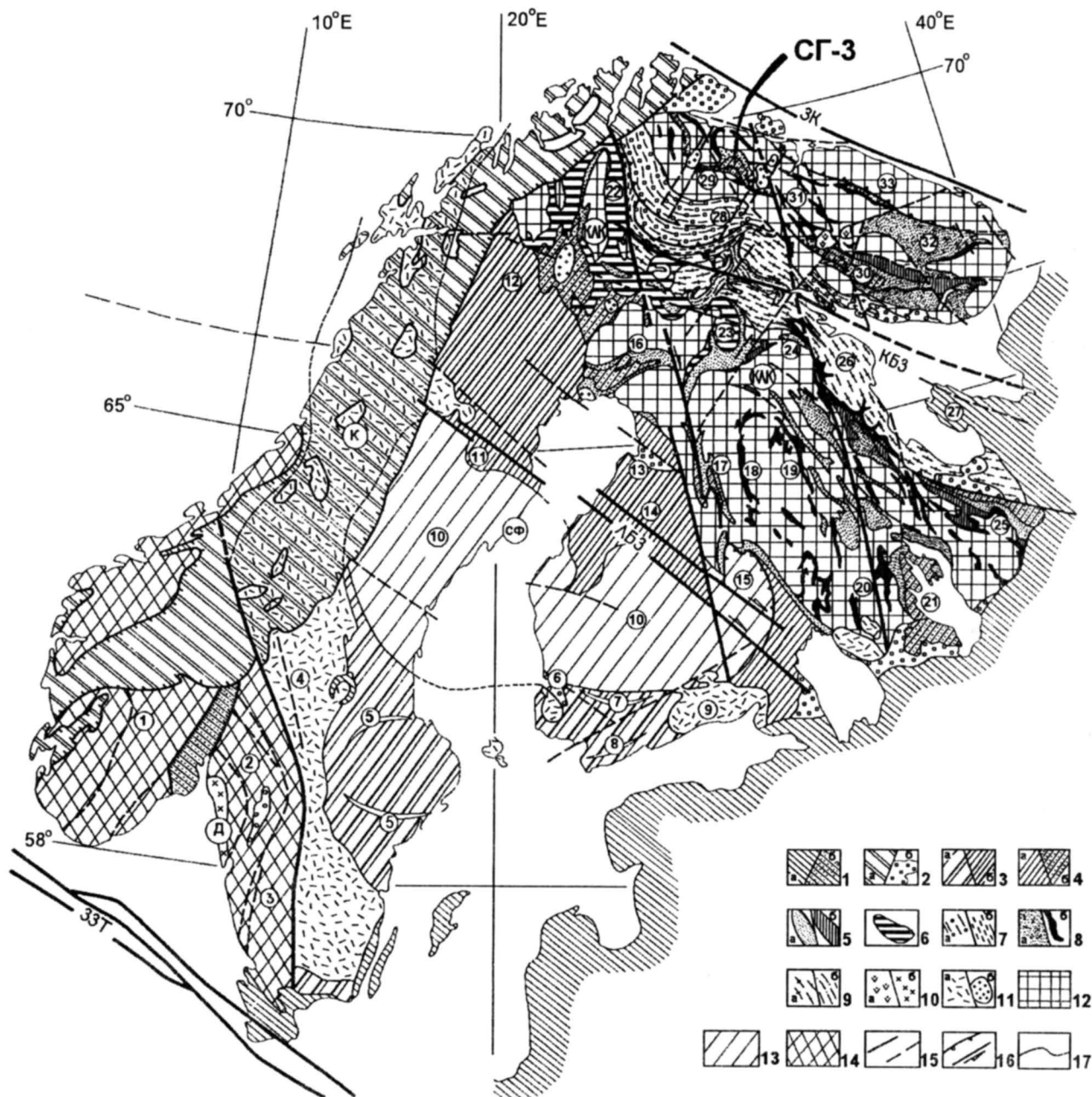
#### 1.1. Геотектоническое районирование Балтийского щита

Балтийский (Фенноскандинавский) щит является наиболее крупным выступом древнего кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. На юго-востоке он погружается под рифейские и палеозойские отложения Русской плиты, на севере ограничен разломами Карпинского, ступенчато погружаясь под рыхлые отложения Баренцевоморской плиты. На западе щит перекрыт аллохтонными структурами скандинавских каледонид, на юге и юго-западе он ограничен системой разломов зоны Торнквиста Польско-Германского каледонского фронта. Согласно современным концепциям, в истории развития щита выделяются четыре крупных эндогенных или тектономагматических цикла, которые соответствуют архею, раннему и позднему протерозою. Эти циклы завершаются соответственно саамской, лопийской, карельской или свекофеннской и готской орогенциями (Gaal, Gorbatshev, 1987; Рундквист, Митрофанов, 1988; Глебовицкий, 1993). Предполагается, что Балтийский щит являлся частью более обширного Лавразийского пракоинтента, распад которого начался в позднем протерозое (Windley, 1992; Хаин, 1993). С

этого времени щит претерпел неоднократную, имеющую различную интенсивность в разных своих частях, эндогенную активизацию (Щеглов и др., 1993). В целом структуру щита можно рассматривать как раннепротерозойскую, сформированную в основных своих чертах около 1,5 млрд. лет назад.

Характерной особенностью Балтийского щита является своеобразное «омоложение» коры с северо-востока на юго-запад и блоковое его строение. На современном эрозионном срезе выделяются три крупные провинции: юго-западная Дальсландская, центральная Свекофенская и северо-восточная Кольско-Лапландско-Карель-

ская, а также западная Каледонская (рис. 1.1), которые различаются как общим характером геологического развития, составом и глубинным строением, так и металлогеническими особенностями. Они и могут выступать в роли структур первого порядка — геоблоков, будучи разделенными глубинными разломами. В пределах провинций можно выделить структуры II и III порядка — соответственно мегаблоки и блоки, которые сцементированы шовными поясами и зонами, разделяются разломами разной глубины заложения, различной длительности формирования и прослеживаются на глубину различными геофизическими методами.



В пределах Балтийского щита и его склонов современная граница М (Мохоровичича) залегает в среднем (рис. 1.2) на глубине около 40 км, максимальная глубина установлена в Латвии (63 км), в зоне Ладога-Раахе (63 км), в отдельных районах Центральной и Южной Швеции (55 км) и в зоне сочленения Беломорского и Карельского мегаблоков (49 км). Уменьшение глубины зафиксировано для Норвежского моря (до 14 км), в Южной Норвегии и Швеции (30–35 км) и на шельфе Баренцева моря (36–40 км).

Каледонская провинция примыкает к щиту с запада и представляет собой крупный фрагмент Британско-Норвежской системы каледонид. В ее пределах развиты аллохтонные покровы, перекрывающие автохтонную серию раннего палеозоя, которые, в свою очередь, с угловым несогласием залегают на пенепленизированной поверхности докембрийских пород, прослеживаемых в виде тектонических окон вплоть до северо-западного побережья Норвегии. Дальсландская провинция охватывает юго-западные районы щита и сложена преимущественно готскими породами возрастом 1,75–1,50 млрд. лет, в последующем переработанными во время свеко-норвежско-гринвилльской (1,25–0,9 млрд. лет) и каледонской (0,6–0,4 млрд. лет) орогений (Gorbatshev, Bogdanova, 1993). Древнейшие архейские образования представлены комплексом красных и серых гнейсов, которые перекрываются вулканитами основного и кислого состава, кварцитами и конгломератами формаций Омоль и Стурале-Марстранд протерозойского возраста. Более молодыми являются ранне-, и среднерифейские осадочно-вулканогенные комплексы Киппебо, Дальсланд (Южная Швеция) и Телемарк (Южная Норвегия), слагающие фрагменты субплатформенных структур. Породы комплекса Дальсланд прорваны гранитами Бохус возрастом 1,01 млрд. лет, а комплекса Телемарк — возрастом 1,0–0,9 млрд. лет.

Свекофеннская провинция, занимающая центральную часть площади Балтийского щита, на западе перекрывается каледонидами, на юго-западе отделена от Дальсландской провинции зоной Протогине субмеридиальных разломов и надвигов, а также Трансскандинав-

ским поясом гранит-порфиров возрастом 1,78–1,60 млрд. лет (Gaal, Gorbatshev, 1987). В восточной части она имеет иной характер границ: в Северной Финляндии и Северной Швеции отложения калевия, которые завершают разрез свекофенниды, перекрываются молласоидами, прорванными гранитами возрастом 1,75 млрд. лет, а на востоке Центральной Финляндии вулканогенные и флишоидные комплексы калевия перекрывают вулканогенные отложения ятулия, которые со стратиграфическим несогласием ложатся на гранитогнейсы архейского фундамента. Свекофеннская провинция подразделяется на Юго-Западную (Трансскандинавский пояс гранит-порфиров, зоны Бергслаген, Тампере, Ориярви, Выборгские рапакиви-граниты), Центрально-Свекофеннскую (Ботнический бассейн совместно с батолитами свекофеннских гранитоидов) и Северо-Восточную (зоны Кируна, Шеллефтео, Пюхясалми и Раахе-Ладога) субпровинции, которые часто не имеют между собою четких границ, но различаются составом породных комплексов, их возрастом и глубинным строением.

В пределах Центрально-Свекофеннской субпровинции толщи метаграувакков, метапелитов и вулканитов основного состава общей мощностью до 10 км залегают на современном эрозионном срезе в виде осложненных складчатостью разрозненных фрагментов между термальными куполами и батолитами гранитоидов. Различают раннесвекофеннские интрузии габбро-диоритов, тоналитов, гранодиоритов и гранитов возрастом 1,90–1,87 млрд. лет и позднесвекофеннские граниты, мигматиты и пегматиты корового, анатектического происхождения, возраст которых около 1,83 млрд. лет (Gaal, Gorbatshev, 1987; Nuhma et al., 1990). В основании субпровинции не сохранились породы древних комплексов, однако по изотопным данным предполагается участие раннепротерозойской коры в процессах гранитизации.

В пределах Юго-Западной субпровинции развиты два основных типа структур: осадочно-вулканогенные зоны с вулканическими сериями бимодального типа возрастом 1,97–1,88 млрд. лет и области развития тоналитовых гнейсов и гранитоидов возрастом 1,96–1,90 млрд. лет (Welin, 1987). К нарушениям северо-запад-

Рис. 1.1. Схема геотектонического строения Балтийского (Фенноскандинавского) щита (Строение ..., 1993):

К – Каледонская, Д – Дальсландская, СФ – Свекофеннская и КЛК – Кольско-Лапландско-Карельская провинции; ЗЗТ – Зоргенфрай-Тейссейренская, ЛКК – Ладожско-Ботническая, КБЗ – Кандалякско-Беломорская зоны разломов. Цифрами в кружках показаны основные структурные элементы: 1 – субпровинция Телемарк; 2, 3 – западный и восточный пояса доготских гнейсов; 4 – Трансскандинавский пояс гранит-порфиров; 5 – зона Бергслаген; 6 – грабен Сатакунта; 7 – зона Тампере; 8 – зона Ориярви; 9 – рапакиви-граниты; Выборгский комплекс; 10 – Ботнический бассейн; 11 – зона Шеллефтео; 12 – зона Кируна; 13 – грабен Мукое; 14 – зона Пюхясалми; 15 – офиолиты Оутокумпу; 16 – зона Пюхьянмаа; 17 – зона Кайнуу; 18 – пояс Кухмо-Суомуссалми; 19 – Костамукша-Гимольский пояс; 20 – пояс Хаутоваара; 21 – Онежская мульда; 22 – пояс Карасьек; 23 – зона Салла-Пана-Куоляярви; 24 – Кукасозерская зона; 25 – зона Ветреного края; 26 – Беломорский мегаблок; 27 – погребенный грабен Онежского п-ва; 28 – Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс; 29 – зоны Полмак, Пасьвик, Печенга; 30 – зона Имандра-Варзуга; 31 – Центрально-Кольский блок; 32 – Центрально-Кейвская зона; 33 – Мурманский блок;

1 – палеозойские отложения на Русской платформе (а) и в грабене Осло (б); 2 – супракрустальные комплексы каледонских покровов (а) и рифея (б); 3 – осадочно-вулканогенные комплексы юго-западной (а) и северо-восточной (б) вулканических областей Свекофеннской провинции; 4 – флишоидные калевийские и калевийско-людиковские комплексы Свекофеннской провинции (а) и Ладожской зоны (б); 5 – осадочно-вулканогенные ятулийские (а) и сумийские (б) комплексы; 6 – нерасчлененные (лаппонийские) осадочно-вулканогенные комплексы (архей и протерозой); 7 – гранулитовые (а) и амфиболитовые (б) комплексы Лапландско-Колвицкого пояса; 8 – осадочно-вулканогенные комплексы лопийских зеленокаменных поясов (а, б); 9 – гнейсы основания (а) и перекрывающего проточехла (б) Беломорского мегаблока; 10 – плутоны щелочных пород палеозоя (а) и гранитоидов позднего протерозоя возрастом 1900–900 млн. лет (б); 11 – гранит-порфиры и рапакиви-граниты (а), свекокарельские гранитоиды (б); 12 – тоналитовые гнейсы; 13 – Центрально-Свекофеннская субпровинция; 14 – область Свекофеннско-Гринвилльской регенерации; 15 – главные (а) и второстепенные (б) разломы; 16 – надвиги (а) и сдвиги (б); 17 – геологические границы

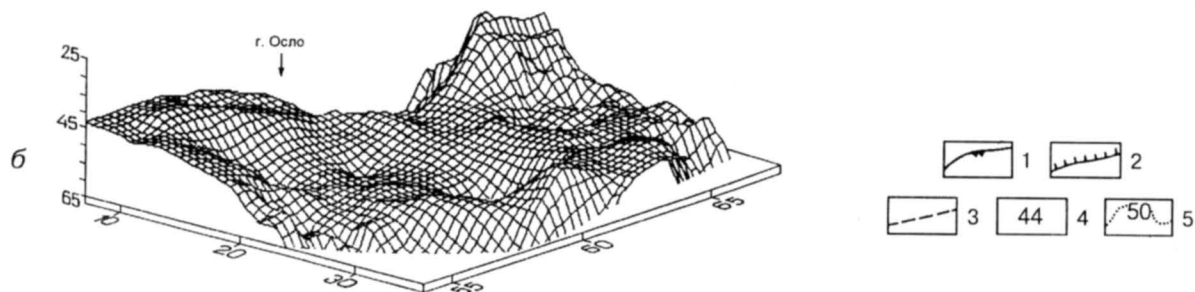
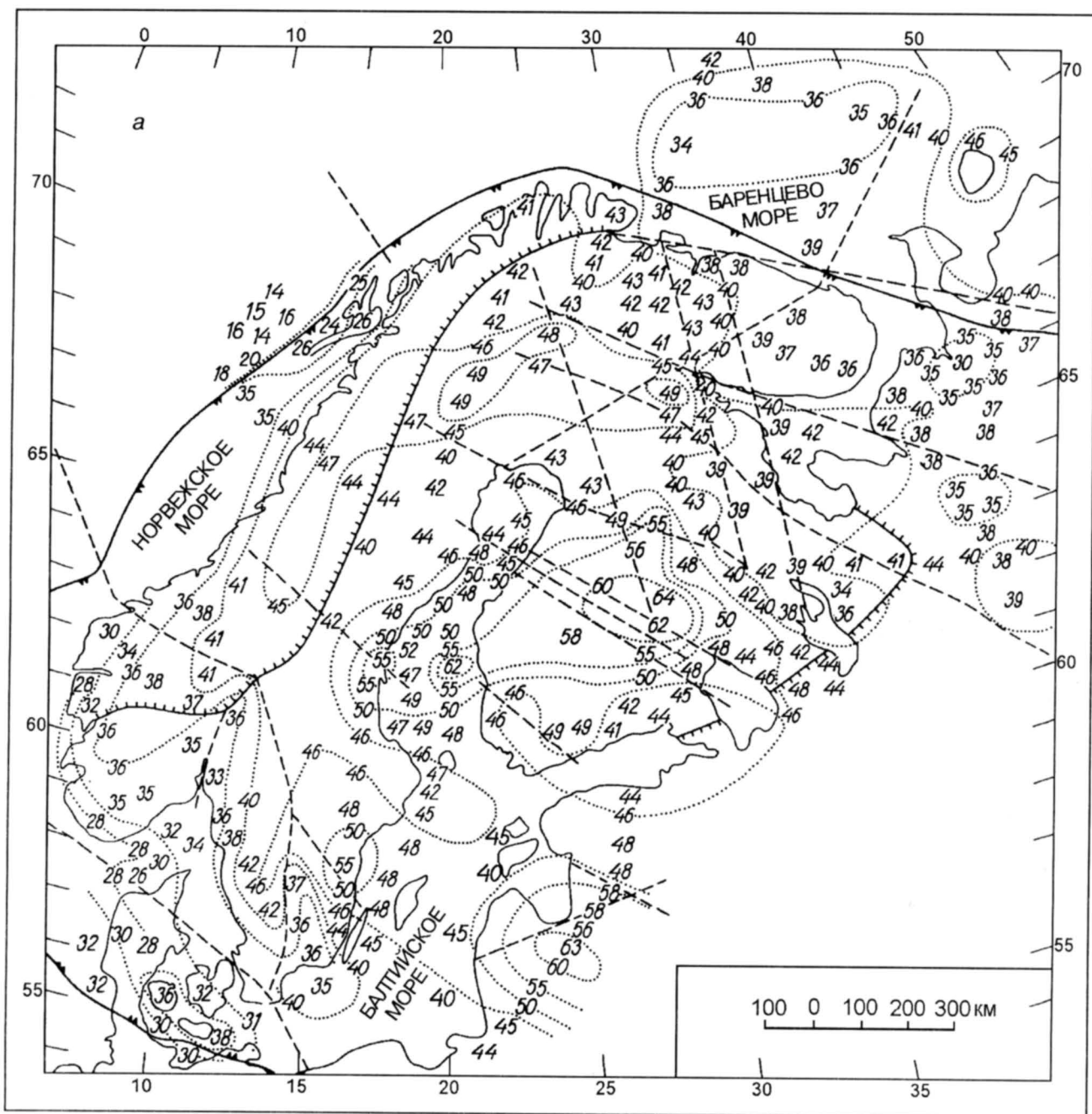


Рис. 1.2. Структурная схема (а) и аксонометрическая проекция (б) поверхности М в пределах Балтийского щита:

1 – северо-западная граница Восточно-Европейской платформы; 2 – граница Балтийского щита; 3 – глубинные разломы; 4 – глубина поверхности М (км); 5 – изогипсы поверхности М (км)

ного направления приурочены базит-ультрабазитовые интрузии рудного пояса Кюльмякскоски, которые содержат месторождения Cu–Ni сульфидных руд (Purunen, Gorbunov, 1985).

Северо-восточная субпровинция имеет сложное строение. В ее пределах располагаются зоны Раахе-Ладога и Шеллефтео, которые занимают секущее положение по отношению к раннедокембрийским структурам и имеют черты рифтогенной системы, заложенной на континентальном шельфе (Vaasjoki, Sakko, 1988; Щеглов и др., 1993). Они сложены сложнопостроенными комплексами метаморфизованных, преимущественно терригенных осадков и вулканитов ультраосновного, среднего и кислого составов ятулия, калевия и вепсия, а также дайками долеритов и интрузиями габбро, сиенитов и базит-ультрабазитов. С последними связаны Cu–Ni месторождения рудных поясов Коталахти в Финляндии и Шеллефтео в Швеции (Purunen, Gorbunov, 1985). Интрузии базит-ультрабазитов прорываются гранитами Ери, имеющих возраст 1,87 млрд. лет (Welin, 1987). Специфической особенностью субпровинции является присутствие в системе надвигов отдельных фрагментов обдукционного комплекса офиолитов в районах Оуткумпу и Кайаани (Йормуа), представленных меланжированными серпентинитами, габбро возрастом 1,97–1,96 млрд. лет, параллельными дайками и шаровыми лавами толеитовых базальтов (Kontinen, 1987; Nuhma, 1986; Vuollo et al., 1992). Присутствие офиолитов свидетельствует в пользу существования коры океанического типа в пределах, по крайней мере, Центральной Финляндии, которая в последующем была интенсивно гранитизирована.

Кольско-Лапландско-Карельская провинция представляет собой наиболее древнюю часть земной коры Балтийского щита. На севере провинция ограничена рифейскими отложениями п-вов Рыбачьего и Среднего. На современном эрозионном срезе она разделяется на три субпровинции: Карельскую, Беломорскую и Кольскую, которые образуют структуры второго порядка — мегаблоки, отделенные разломами глубинного заложения.

Центральное положение занимает Беломорская субпровинция или мегаблок, ограниченный на севере Лапландским глубинным швом, а на юго-западе — системами разломов, прослеженными от оз. Панаярви до кряжа Ветреного пояса. Она традиционно рассматривалась как часть саамского складчатого пояса, претерпевшего неоднократные складчатые и разрывные деформации и полиметаморфизм, которые сопровождалась мигматизацией и гранитизацией (Кратц и др., 1978; Земная кора..., 1983; Строение литосферы..., 1993; Геология Карелии, 1987).

В пределах этой субпровинции широко развиты тоналитовые гнейсы, амфиболиты и высокоглиноземистые гнейсы беломорской серии, прорванные чарнокитами (2,37 млрд. лет), расслоенными интрузиями базит-

ультрабазитов (2,45 млрд. лет), слюдоносными пегматитами (1,76 млрд. лет), а также палеозойскими дайками и интрузиями щелочно-ультраосновных пород. Породы Беломорского мегаблока претерпели несколько этапов тектонических деформаций, метаморфизма и магматической активизации, два из которых традиционно относятся к архею, а два — к свекофеннской или карельской складчатости (Геология Карелии, 1987). До настоящего времени первичная природа пород беломорской серии остается проблематичной, временная последовательность их формирования достоверно не установлена, фундамент не известен, а наиболее древние датировки по циркону не превышают 2,9–2,8 млрд. лет.

Карельская субпровинция или мегаблок охватывает значительную часть территории Карелии и Восточной Финляндии, состоит из различных блоков, поясов и зон, сложенных раннеархейскими, позднеархейскими и раннепротерозойскими комплексами, которые составляют различные структурные этажи в сводном разрезе коры (Земная кора..., 1983; Геология Карелии, 1987; Rundqvist, Mitrofanov, 1993).

Нижний структурный этаж формируют породы саамского комплекса, который сохранился в виде фрагментов когда-то обширной тоналит-трондьемитовой коры, а на современном эрозионном срезе слагающего отдельные блоки, обособленные останцы или ксенолиты среди обширных полей мигматитов и гранитоидов. Совместно с последними они прорваны позднеархейскими и раннепротерозойскими интрузиями гранитов и базит-ультрабазитов. Саамский комплекс представлен преимущественно породами двух ассоциаций: дупироксеновыми кристаллическими сланцами, гиперстеновыми плагиогнейсами, амфиболовыми гнейсами, амфиболитами и породами ряда тоналит — диорит — плагиогранит — мигматиты. В пределах Водлозерского блока были обнаружены тоналитовые гнейсы с наиболее древним на Балтийском щите цирконом — 3,54 млрд. лет (Сергеев и др., 1989). С ними ассоциируют вулканиты коматитовой ассоциации, имеющие Sm–Nd изохронный возраст 3,39 млрд. лет (Пухтель и др., 1991).

Второй структурный этаж сложен позднеархейскими (или лопийскими) комплексами, широко известными как ассоциации зеленокаменных поясов. Выделенные в 70-е годы зеленокаменные пояса представляют собой структуры протяженностью до 200–300 км, обладающие внутренним самостоятельным строением и сохранившиеся после постархейского гранитообразования. В пределах Центральной Финляндии выделены Иломантси и Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми, в Карелии — Сумозерско-Кенозерский, Ведлозерско-Сегозерский, Гимольско-Костомукшский и другие пояса (Геология Карелии, 1987; Зеленокаменные пояса..., 1988). Возраст слагающих их пород варьируется в пределах 3,1–2,75 млрд. лет. Нижняя часть сводных разрезов сложена преимущественно метабазальтами, метакоматитами, реже метаандезитами, средняя часть — метавулканитами среднего и кис-

лого состава, вулканогенно-осадочными и терригенными отложениями, реже базальтами и коматитами, верхняя часть — граувакками (Зеленокаменные пояса..., 1988). В отдельных поясах сохранились реликты базальных конгломератов. Фундамент архейских зеленокаменных поясов очень часто гранитизирован. Внутренняя структура осложнена многократными деформациями с преобладанием диапиризма на поздних стадиях, породы подверглись низко- и среднетемпературному метаморфизму низких давлений и часто обнаруживают метаморфическую зональность. Возраст прорывающих пояса интрузий гранитов, гранодиоритов и диоритов оценивается в 2,80–2,72 млрд. лет (Зеленокаменные пояса..., 1988).

Третий структурный этаж Карельской субпровинции формируют супракрустальные образования карельского (раннепротерозойского) комплекса, которые выполняют мульдообразные впадины (Онежская), протяженные пояса (Ветренный пояс) или более мелкие структуры, часто ограниченные разломами, и ложатся со структурным несогласием на породы лопийского комплекса. Согласно современной стратиграфической шкале докембрия, карельский комплекс расчленяется на сумийский, сариолийский, ятулийский, людиковийский, калевийский и вепсийские надгоризонты (Семихатов и др., 1991; Семихатов, 1993), которые в свою очередь подразделяются на горизонты, свиты и толщи.

В строении третьего структурного этажа карельскими геологами выделяются три яруса (сумийско-сариолийский, ятулийско-людиковский и калевийско-вепсийский), формирование которых связано соответственно с гирвасским (или селецким), кондопожским и свекофенским этапами тектонической активизации (Геология Карелии, 1987). Образования каждого этапа отделены друг от друга угловыми и структурными несогласиями, различаются специфическим набором вулканогенных и осадочных образований и стилем тектонического развития. Для раннего этапа был характерен орогенный (по некоторым авторам — рифтогенный) режим, с ним связано образование риолитовой, андезитобазальтовой, чарнокитовой и перидотит-габбро-норитовой формаций. В средний, протоплатформенный этап формировались толеит-базальтовая, пикрит-базальтовая и габбро-перидотитовая формации, а в поздний этап с его режимом активизированной платформы — габбро-перидотитовая, габбро-плагиигранитная, гранитная, долерит-базальтовая и щелочно-габброидная формации.

С завершением свекофенских складчато-глыбовых движений к началу рифея произошла общая кратонизация Карельского мегаблока, и на большей его части установился платформенный режим. Платформенный чехол в пределах Карельской субпровинции представлен красноцветными грубообломочными толщами и вулканогенными образованиями рифейско-вендского возраста, локализованными в краевых грабенах и шовных зонах. На юге Карелии и Финляндии произошло фор-

мирование крупных плутонов рапакиви-гранитов (1,65–1,45 млрд. лет) (Геология Карелии, 1987).

## 1.2. Геологическое строение Кольской субпровинции

Кольская субпровинция, в пределах которой находится СГ-3, включает Кольский полуостров, часть Северной Карелии, Северной Финляндии (Финской Лапландии) и Северной Норвегии (Финмарк). Общий геологический анализ дан в трудах А. А. Полканова, Л. Я. Харитоновой, К. О. Кратца, В. А. Перевозчиковой, С. И. Макиевского, Г. И. Горбунова, В. Г. Загородного, А. Т. Радченко, Ф. П. Митрофанова и многих других геологов.

В последнее десятилетие возросла геологическая и геофизическая изученность российской части Кольской субпровинции благодаря проведению картосоставительских и научно-исследовательских работ в рамках российских и международных проектов. В ПГО «Севзапгеология» были созданы геологические карты Карело-Кольского региона в масштабе 1:500 000 под редакцией В. Г. Гаскельберга (1988) и Кольского полуострова в масштабе 1:200 000 под руководством Е. Д. Чалых (1985), а также космогеологическая карта в масштабе 1:1 500 000 (Баржицкий, 1988). В Геологическом институте КНЦ составлены для Кольского полуострова и прилегающих территорий карта магматических формаций в масштабе 1:1 000 000 (Батиева и др., 1985), тектоническая (Радченко и др., 1992) и геологическая (Радченко и др., 1994; Mitrofanov et al., 1995) карты в масштабе 1:500 000. В пределах Печенгского района, в районе заложения Кольской сверхглубокой скважины, сотрудниками Геологического института КНЦ и Центрально-Кольской экспедиции выполнены в 1987–1994 гг геолого-съёмочные и научно-исследовательские работы в масштабе 1:50 000 (Смолякин и др., 1995).

В этот же период были проведены геофизические, геологические и геохронологические исследования в рамках проектов Международной программы геологической корреляции (IGCP) ЮНЕСКО: № 247 «Докембрийские рудные месторождения в связи с тектоническими этапами, 1986–1992», № 257 «Рои мафических даек, 1989–1991», № 275 «Глубинная геология Балтийского щита, 1989–1993», № 290 «Анортозиты и связанные с ними породы, 1990–1994», № 314 «Щелочной и карбонатитовый магматизм, 1991–1995», № 315 «Рапакиви-граниты и связанные с ними породы, 1991–1995», № 336 «Внутриплитный магматизм и металлогения, 1992–1996», № 371 «Докембрий Северной Атлантики (COPENA), 1994–1998», а также российско-финляндского проекта № 23 «Изучение литосферы Балтийского щита методами сейсмологии взрывов», проекта соцстран П-1 КАПГ «Комплексные геофизические исследования литосферы Центральной и Восточной Европы» и проекта «Глобальные геотрансекты» по международной про-

грамме «Литосфера». В течение 1987–1993 гг. выполнялись геолого-съемочные, геофизические и научно-геологические работы пограничных территорий по российско-норвежскому проекту «Северный район», материалы которого опубликованы в сборнике «Geology of the Eastern Finnmark — Western Kola Peninsula Region», *Nor. geol. unders. Special Publ.7* (1995).

В результате проведенных работ были решены или уточнены многие вопросы по геотектоническому районированию Кольской субпровинции, глубинному строению слагающих ее блоков, стратиграфическому и формационному расчленению архейских и протерозойских супракрустальных и магматических комплексов, геохронологическому датированию реперных объектов.

### 1.2.1. Геотектоническое районирование и глубинное строение

В пределах Кольского полуострова и прилегающих территорий выделяются относительно крупные блоки — инфракрустальные домены (Мурманский, Центрально-Кольский, Кейвский, Инарский, Беломорский и Терский) и мобильные пояса — супракрустальные террейны (Колмозеро-Вороньинский и Ениский зеленокаменные, Лапландско-Колвицкий гранулитовый, Печенга-Варзугский), которые подразделяются, в свою очередь, на более мелкие блоки, зоны, отдельные структуры и их фрагменты (Mitrofanov et al., 1995a), рис. 1.3.

Мурманский блок протягивается на 600 км при ширине 60–70 км от Белого моря до п-ва Среднего, постепенно выклиниваясь в северо-западном направлении. С юга он отделен системой разломов, которые падают в северо-восточном направлении и прослеживаются по геофизическим данным до глубины 35–40 км, а с севера ограничен разломом Карпинского. Блок сложен преимущественно интрузивными и ультраметаморфическими породами: тоналитовыми гнейсами и плагиогранитами и более поздними диоритами-плагиогранитами, анатектит-гранитами, эндербитами, палингенно-метасоматическими гранитами и субщелочными гранитами (Ветрин, 1984). На юго-востоке развиты гнейсы предположительно супракрустальной природы.

Блок имеет сложно-купольное внутреннее строение, основной структурный план которого был сформирован в позднем архее (Радченко и др., 1992; Минц, 1994). Возраст пород по геохронологическим данным колеблется от 2,83 до 2,73 млрд. лет, однако предполагается, что часть из них омоложена в лопийский цикл тектогенеза (Эндогенные режимы..., 1991).

Центрально-Кольский (или Кольско-Норвежский) блок имеет четкую границу с Мурманским блоком и менее определенную с Беломорским мегаблоком, отделяясь от последнего Гранулитовым поясом, габбро-анортозитами Главного хребта и Имандра-Варзугской структурной зоной (см. рис. 1.3). Блок очень неоднороден по составу и строению. Он сложен преимущественно архей-

скими структурно-формационными комплексами, которые претерпели в раннем протерозое существенные структурные преобразования, что дает некоторым исследователям основание отнести блок, опираясь на принцип геотектонического районирования по возрасту завершающей складчатости, к Кольской системе карелид (Загородный, Радченко, 1983; Радченко и др., 1992).

В пределах блока выделяются: 1) обширные поля гранитогнейсов, гранодиоритогнейсов и диоритогнейсов, имеющих куполовидное строение и представляющих собой реликты тоналит-тронджемитовой коры; 2) узкие протяженные линейные зоны северо-западного простирания, выполненные амфиболито-гнейсовыми и железисто-кремнистыми комплексами, которые сопоставляются с образованиями архейских зеленокаменных поясов (предполагается, что их северо-западное простирание приобретено в результате деформаций карельского возраста); 3) области развития позднеархейских гранулитов, высокоглиноземистых гнейсов с силлиманитом, кордиеритом, гранатом, реже кианитом и ставролитом. Все эти породы составляют разные части разреза так называемой кольской серии позднего архея. Блок расчленяется в районе Зап. Лица интрузиями гранодиоритов-гранитов Лицко-Арагубского комплекса (1,82 млрд. лет), приуроченных к глубинному разлому северо-восточного простирания (Батиева и др., 1978). Вокруг интрузий сформировались мощные ореолы гранитизации и метасоматоза.

Инарский блок, располагаясь главным образом в Финской Лапландии, простирается и на российскую территорию в Аллареченский район (Marker, 1985; Gorbatshev, Bogdanova, 1993; Mitrofanov et al., 1995). Его северная граница проводится по системе надвигов, расположенных южнее Южно-Печенгской зоны, а южная — по системе разломов с поверхностями листрического типа, падающих на север или северо-восток. На западе он ограничен норвежскими каледонидами. Основная часть блока сложена амфиболовыми, биотитовыми и пироксен-биотитовыми гнейсами, среди которых залегают гранодиориты и плагиогнейсы позднего архея. На территории Финской Лапландии, в районе оз. Инари обнажены интрузии гранодиоритов-диоритов наттанен-типа возрастом 1,79 млрд. лет, близких по структуре и составу к Лицко-Арагубскому комплексу (Naarala et al., 1987).

Терский блок приурочен к южной части Кольского полуострова и отделен от Центрально-Кольского блока Имандра-Варзугской зоной карелид. В его пределах наблюдаются поля гранитогнейсов, амфиболовых и биотитовых гнейсов и мигматитов нерасчлененного кольско-беломорского комплекса, слюдястых и гранат-слюдястых гнейсов, кристаллических сланцев и конгломератов позднеархейского (лопийского) комплекса, а также купольные структуры, выполненные лейкогранитами и гранодиоритами. На основании модельных Sm-Nd возрастов протолитов предполагается участие в строении

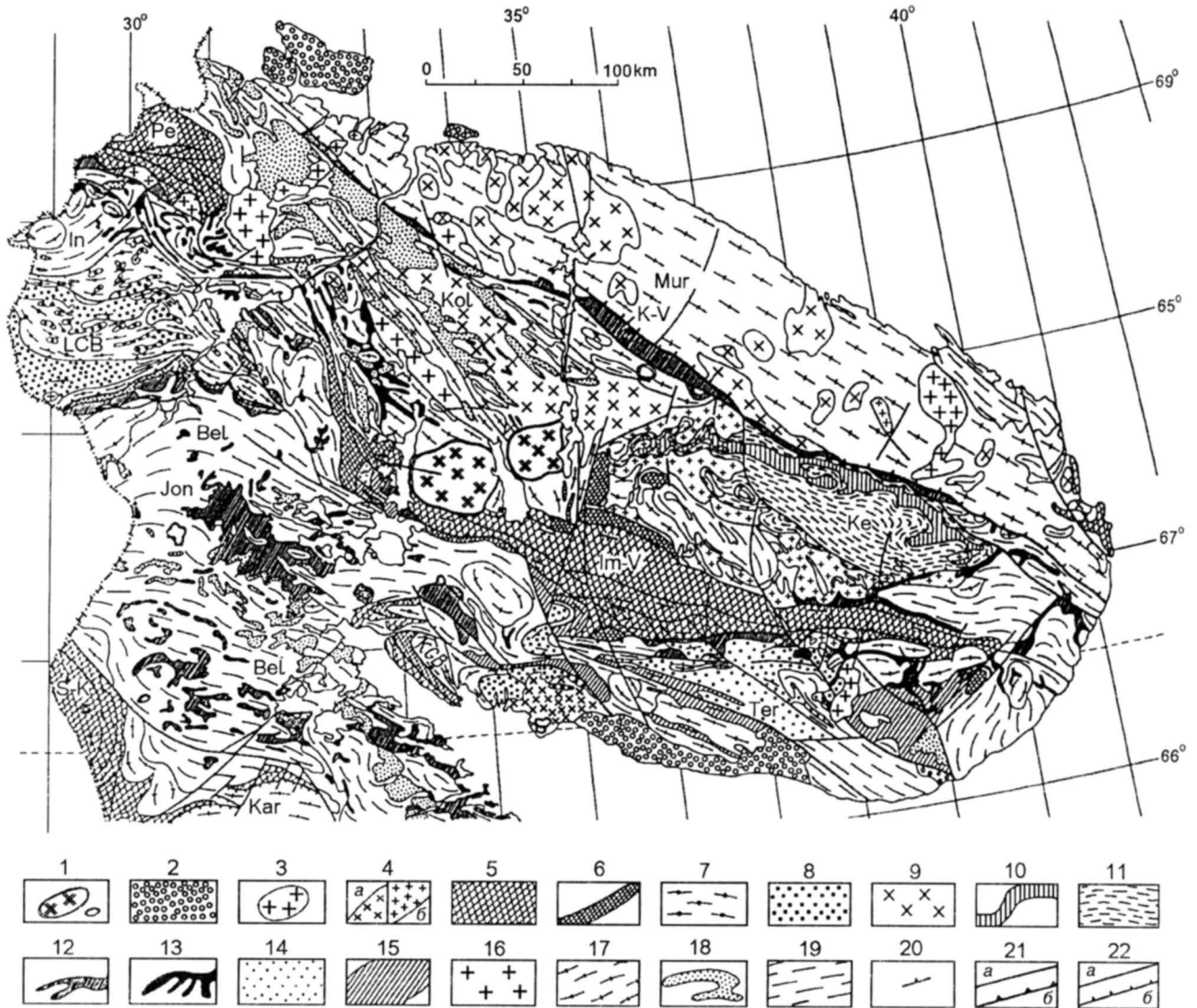


Рис. 1.3. Схематическая структурно-геологическая карта Кольской субпровинции, составленная на основе Геологической карты масштаба 1:500000 (Mitrofanov et al., 1995a):

*Bel* – Беломорский мегаблок; *Mur* – Мурманский, *Kol* – Центрально-Кольский, *Ter* – Терский, *Ke* – Кейвский и *In* – Инарский блоки; *Jon* – Ионский, *K-V* – Колмозеро-Вороньинский зеленокаменные пояса; *LGB* – Лапландский и *KGB* – Кандалакша-Колвицкий фрагменты Лапландского гранулитового пояса; *Pe* – Печенгская, *Im-V* – Имандра-Варзугская зоны карелид.

Палеозой: 1 – хибинский и ловозерский комплексы нефелиновых сиенитов. Поздний протерозой: 2 – конгломераты и песчаники. Ранний протерозой: 3 – граниты, гранодиориты и диориты, 4 – чарнокиты (а) и щелочные граниты (б), 5 – вулканогенные и осадочные комплексы, 6 – расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-габбро-норитов и габбро-анортозитов. Ранний протерозой – поздний архей: 7 – основные гранулиты, эндрбиты, 8 – кислые гранулиты. Поздний архей: 9 – гранодиориты, диориты и эндрбиты, 10 – высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, 11 – кислые гнейсы, 12 – метакоматииты, амфиболиты и гнейсы зеленокаменных поясов, 13 – железистые кварциты, амфиболиты и гнейсы, 14 – гнейсы, сланцы, 15 – гнейсы, амфиболиты, 16 – гранодиориты, диориты, 17 – плагиограниты, тоналитовые гнейсы, 18 – кианит-гранат-биотитовые гнейсы, 19 – гнейсы, гранитогнейсы, мигматиты и (реже) амфиболиты; 20 – элементы залегания, 21 – субвертикальные разломы (а) и взброснадвиги (б), разделяющие протерозойские блоки, 22 – разломы (а) и надвиги (б)

коры блока, в основном, раннепротерозойского ювенильного вещества возрастом 2,2 млрд. лет (Timmerman, Daly, 1995; Mitrofanov et al., 1995). В центральной части блока залегают слабообнаженные расслоенные интрузии базит-ультрабазитов и полого падающий массив лейкогранитов раннего протерозоя, внедрившийся 1,8 млрд. лет назад. Вокруг массива лейкогранитов широко развиты тела мусковитовых пегматитов. В юж-

ной части блока, на морском побережье породы докембрийского фундамента перекрываются терригенными образованиями терской свиты среднего рифея.

Кейвский блок сильно отличается по своему строению и составу от Центрально-Кольского блока. Располагаясь на северо-востоке Кольского полуострова, он на севере ограничен зоной глубинного разлома, а на юге – Имандра-Варзугской зоной карелид. Блок не-

однороден по своему составу и распадается на ряд более мелких блоков и зон. Северо-восточную его часть занимает Центральнo-Кейвская структура (зона), сложенная базальными терригенными образованиями, метавулканидами кислого и среднего состава и высокоглиноземистыми (кианитовыми) сланцами, залегающими в синформах. В районе хр. Серповидный в брахиформной структуре обнажаются породы карельского комплекса. В составе восточной и юго-западной частей (Пурначский и Верхне-Понойский блоки) главную роль играют амфиболовые и биотитовые гнейсы и гранодиориты. Породы Верхне-Понойского блока прорваны интрузиями габбро и габбро-анортозитов позднего архея возрастом 2,67–2,61 млрд. лет. Периферийная юго-западная и западная части окаймлены выходами интрузий щелочных гранитов и сопровождающих их метасоматитов возрастом 2,46–2,33 млрд. лет, которые гармоничны со складками (Батиева и др., 1985; Пушкарев, 1990; Эндогенные ..., 1991). Характер складчатых и разрывных деформаций и широкое развитие дайковых и интрузивных комплексов раннего протерозоя свидетельствуют о широком участии Кейвского блока в карельской орогении.

Колмозеро-Вороньинский зеленокаменный пояс приурочен к сутурной зоне, которая отделяет Мурманский мегаблок от Центральнo-Кольского и Кейвского блоков. В пределах сутуры, кроме породных комплексов зеленокаменного пояса, находятся меланжированные породы соседних блоков. Зеленокаменный пояс объединяет ряд структурных зон или отдельных их фрагментов. Наиболее крупной является Колмозеро-Вороньинская, которая при ширине 10–15 км вытянута в северо-западном направлении на 150 км. В ее пределах вскрыт наиболее полный разрез позднелопийского комплекса, сложенного (снизу вверх) терригенными отложениями, коматиит-базальт-джеспилитовыми, базальт-андезитдацитовыми и коматиит-базальтовыми осадочно-вулканогенными образованиями, которые перекрываются терригенно-сланцевой толщей (Вревский, 1989; Смолькин, 1992). Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации в течение позднеархейской (андалузит-ставролитовая субфация) и раннекарельской (кианит-ставролитовая субфация) эпох (Петров и др., 1986), смяты в сложные изоклинальные складки и интродированы плагиомикроклиновыми гранитами и пегматитовыми жилами возрастом 2,85–2,81 млрд. лет (Пушкарев, 1990). В районе Ура-губа сохранились фрагментарные, редуцированные разрезы, в основании которых залегают конгломераты и гравелиты, а в нижней и средней частях широко развиты породы коматиитовой ассоциации (Смолькин, 1992). На северо-западном продолжении сутуры, в районе рек Западная Лица и Титовка сохранились только мелкие фрагменты лопийского супракрустального комплекса в виде мелких останцов, погруженных в интенсивно мигматизированный субстрат и претерпевших вторичную оливинизацию. Коматииты западной части пояса Колмозеро-Воронья и района Ура-губы

имеют близкий Sm–Nd возраст — около 2,87 млрд. лет (Vrevski et al., 1996).

Другой тип архейских зеленокаменных поясов вскрыт эрозией в Енском, Алакуртинском и Зареченском районах (Радченко и др., 1992). Наиболее крупный из них Енский пояс представляет собой сложноскладчатую синформную структуру, выполненную орто- и парагнейсами, мигматитами и амфиболитами по базальтам. Его общий северо-восточный структурный план, сформированный к концу позднего архея, позднее был осложнен складчатыми и разрывными деформациями северо-западного простирания. U–Pb возраст циркона из ортогнейсов равен 2778±4 млн. лет (Mitrofanov et al., 1995a), а модальный Sm–Nd возраст их протолита — 2765 млн. лет (Timmerman, Daly, 1995).

Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс является сложно построенной структурой, которая протягивается в северо-западном направлении от Белого моря до норвежских каледонид и распадается на две части: Лапландскую и Кандалакшко-Колвицкую (Эндогенные режимы..., 1991; Радченко и др., 1992; Mitrofanov et al., 1995a).

Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс обладает ярко выраженной зональностью. В южной его части преимущественно развиты гранулиты основного и среднего состава (гранатсодержащие пироксеновые и двупироксеновые кристаллосланцы), в меньшей мере — кислые гранулиты, метагаббро-анортозиты, эндербиты и кальцифиры, а также диоритогнейсы с реликтовыми магматическими структурами. В северной части преобладают биотит-гранатовые, силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы или кислые гранулиты, обладающие, по мнению некоторых исследователей, некоторыми признаками осадочного происхождения. Кроме гранулитов, в южной части пояса расположены сланцеватые амфиболиты, которые могут представлять собой фрагмент архейского пояса Тана.

Большинство геохронологических данных в 2,0–1,9 млрд. лет (Bernard-Griffiths et al., 1984; Бибикина и др., 1993a) соответствуют главной стадии гранулитового метаморфизма, протекающего в условиях сверхвысоких давлений при 800–1500 МПа (Петров и др., 1986; Авакян, 1992). В последние годы получены новые U–Pb изохронные данные для цирконов из габбро-анортозитов г. Пыршин, Колвицких тундр и Главного хребта — 2452±7, 2450±10 и 2453±4 млн. лет (Митрофанов и др., 1993; Mitrofanov et al., 1995b), которые свидетельствуют о гораздо более древних эпохах образования и преобразования протолитов пояса.

По современным геофизическим данным, Лапландская структура представляет собой пакет пластин, погружающихся в северо-западном направлении под углом 30° (Buyanov et al., 1995). Нижняя, наиболее плотная и высокоскоростная пластина прослеживается до глубины 14–16 км. На границах пластин породы интенсивно рассланцованы в условиях гранулитовой фации сверхвысокого давления (до 1500 МПа).

Эти данные можно интерпретировать как свидетельство полигенной природы протолитов пояса. Одна часть пластин сложена обдуцированными инфракрустальными образованиями нижней коры, другая — магматическими породами (анортозитами, чарнокитами-эндербитами), третья, в части кислых гранулитов, является, возможно, супракрустальными образованиями позднего архея и (или) раннего протерозоя. Все породные комплексы сильно деформированы сдвига-надвиговыми процессами.

В пределах Кольской субпровинции расположена одна из наиболее крупных на Балтийском щите структур карелид — Печенга-Варзугский пояс, который протягивается в северо-западном направлении от горла Белого моря до норвежских каледонид (см. рис. 1.1). Выделяются две наиболее крупные структурные зоны — Имандра-Варзугская и Печенгская, расположенные на российской территории. На северо-западном окончании пояса залегают более мелкие структуры, такие как Полмак (Северная Финляндия) и Пасьвик (Северная Норвегия), разделенные интрузиями гранодиоритов инарского комплекса (Kesola, 1991; Melezhik et al., 1994). Отдельные составные части пояса характеризуются близкими структурными планами, однотипными наборами осадочных, вулканогенных и интрузивных формаций, сходными разрезами одновозрастных образований, но отличаются мощностями общих разрезов карельского комплекса, интенсивностью проявления интрузивного процесса и масштабностью накопления промышленно значимых рудных образований.

Особенностью пояса и слагающих его структур является четкая асимметричность строения, что выражается в наращивании разрезов и общем усилении степени метаморфизма (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации) с севера на юг, моноклинальном залегании пород в северных крыльях и крутом падении в южных крыльях, купольно-блоковом строении южных обрамлений и широком развитии расслоенных интрузий и роев даек в северных обрамлениях.

Внутреннее строение структурных зон неоднородное. В пределах Имандра-Варзугской зоны выделяются Пурначско-Варзугская подзона моноклинального строения, Чапомско-Варзугская подзона отраженных складчатых структур с блоково-глыбовым строением фундамента и Прихибинско-Томингская подзона наложенных складок (Загородный, Радченко, 1983, 1988). Печенгская структура разделяется Порьяташским разломом на Северную и Южную зоны, которые также имеют различный характер складчатых структур: моноклинально-брахиформный и купольно-блоковый (Загородный, Радченко, 1988). Значительную роль в строении пояса играют взбросо-надвиговые нарушения и сопряженные с ними поперечные или диагональные разломы сбросо-сдвигового характера.

В общем сводном разрезе карельского комплекса выделяются три главных структурных этажа, отделенных региональными несогласиями и сложенных соответствен-

но осадочно-вулканогенными породами трех разновозрастных отделов: сумийского, сариолий-ятулий-людиковийского и калевийского (Загородный, Радченко, 1988; Радченко и др., 1992). Нижний структурный этаж (4,5–5 км), вскрытый только в восточной и центральной частях Имандра-Варзугской зоны, сложен формациями наложенных интракратонных линейных зон и представлен терригенными осадками и вулканитами базальтового, андезитобазальтового и андезитодацитового состава. Средний, развитый повсеместно, наиболее мощный (7–8 км) этаж сложен разнообразными формациями унаследованных и наложенных прогибов, выполненных терригенными, карбонатными и сланцевыми комплексами и вулканитами пикритового, толеит-базальтового, трахибазальтового и дацитового состава. Верхний этаж (3–5 км) представлен формациями наложенных приразломных прогибов, выполненных преимущественно сланцами и пикритобазальтовыми, андезитовыми, дацитовыми и риолитовыми вулканитами.

Стратиграфическая корреляция разрезов карельского комплекса проводилась неоднократно (Бельков и др., 1971; Проблемы геологии..., 1976; Загородный, Радченко, 1983, 1988; Предовский и др., 1987). На рис. 1.4 приведена уточненная схема корреляции для Печенгско-Варзугского пояса, в основу которой положены признаки структурного несогласия, наличие кор выветривания, особенности вулканизма и литогенеза, смена климатических условий, изменение эндогенных режимов и геохронологические данные для реперных объектов. Она учитывает результаты работ, выполненных в последние годы на Печенгской и Пасьвикской зонах, а также в западной части Имандра-Варзугской зоны (Смолюкин, 1992; Балашов и др., 1993; Melezhik et al., 1994; Смолюкин и др., 1995).

Для изучения глубинного строения Кольской провинции были использованы площадные сейсмические наблюдения на площадях и по системе профилей ГСЗ (рис. 1.5). Регистрировались волны как от сейсмических, так и от промышленных взрывов в карьерах горнообогатительных комбинатов, что позволило получить материал для построения объемной модели региона с привязкой к внутрикоровым границам в СГ-3. Данные о времени первых вступлений продольных волн на профилях ГСЗ были проанализированы на основе единой методики последовательного вычитания аномалий (Шаров, 1993). На рис. 1.6 отражена аксонометрическая проекция полученных разрезов ГСЗ и представлена общая сейсмогеологическая модель. Анализ данных показывает, что выделенные на профилях внутрикоровые границы не прослеживаются непрерывно, а представлены отдельными отрезками отражающих площадок. Границы выделяемых блоков совпадают с глубинными разломами, по которым зафиксировано смещение сейсмических границ и понижение скорости. Главнейшие зоны разломов проектируются на дневную поверхность, где они прослежены геологическими методами.

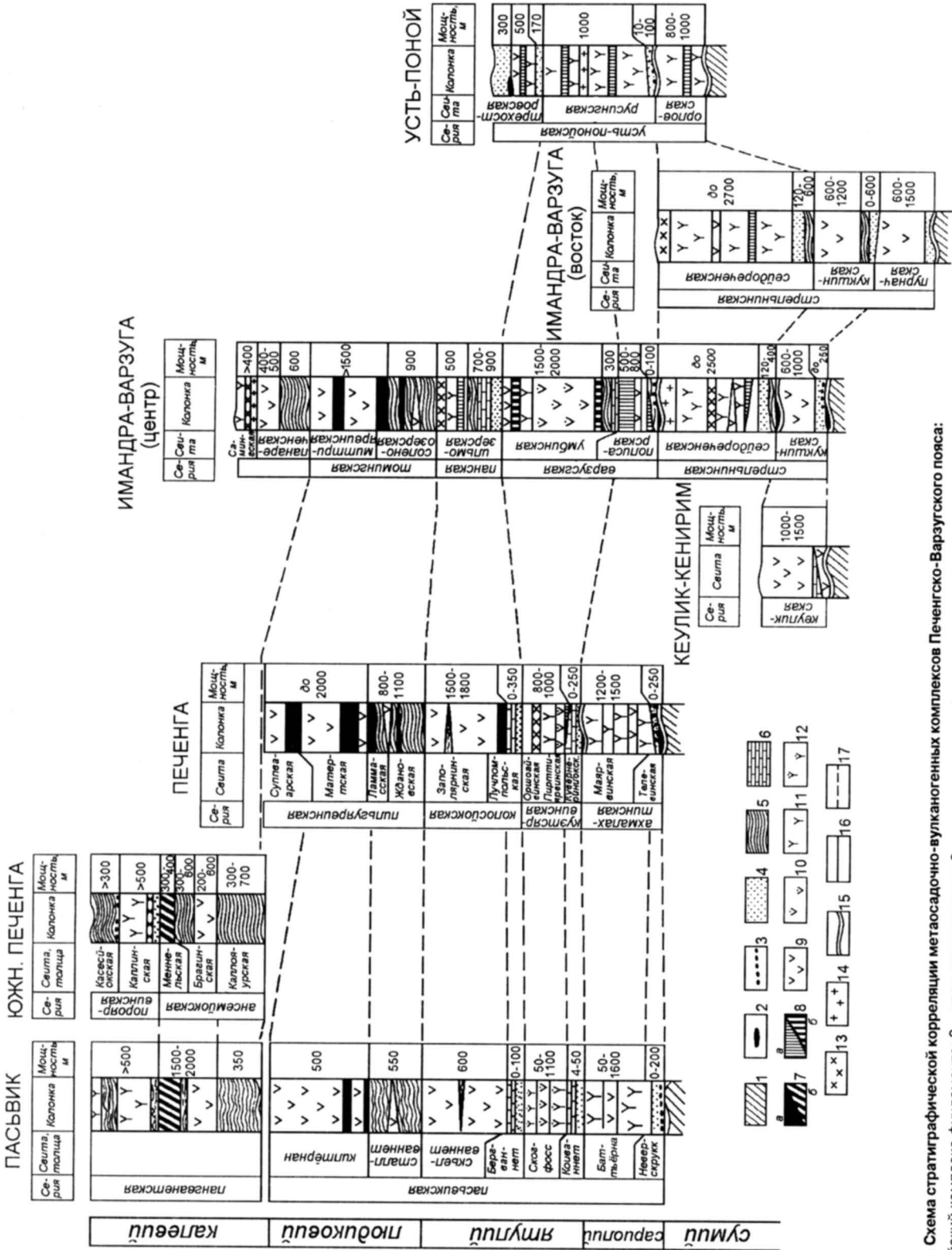


Рис. 1.4. Схема стратиграфической корреляции метасадочно-вулканогенных комплексов Печенгско-Варзужского пояса:

1 – верхнеархейский комплекс фундамента; 2 – коры выветривания; 3 – конгломераты, туфконгломераты; 4 – граувакки, кварциты; 5 – псаммит-алевролитовые сланцы; 6 – известняки, доломиты, строматолитовые доломиты; 7 – ферропикриты (а), пикриты (б); 8 – низкотитанистые (а) и высокотитанистые (б) пикритобазальты; 9 – толемитовые базальты; 10 – трахитобазальты; 11 – андезитобазальты; 12 – трахитандезитобазальты; 13 – дациты; 14 – риолиты; 15 – структурные несогласия; 16 – стратиграфические границы; 17 – корреляционные границы

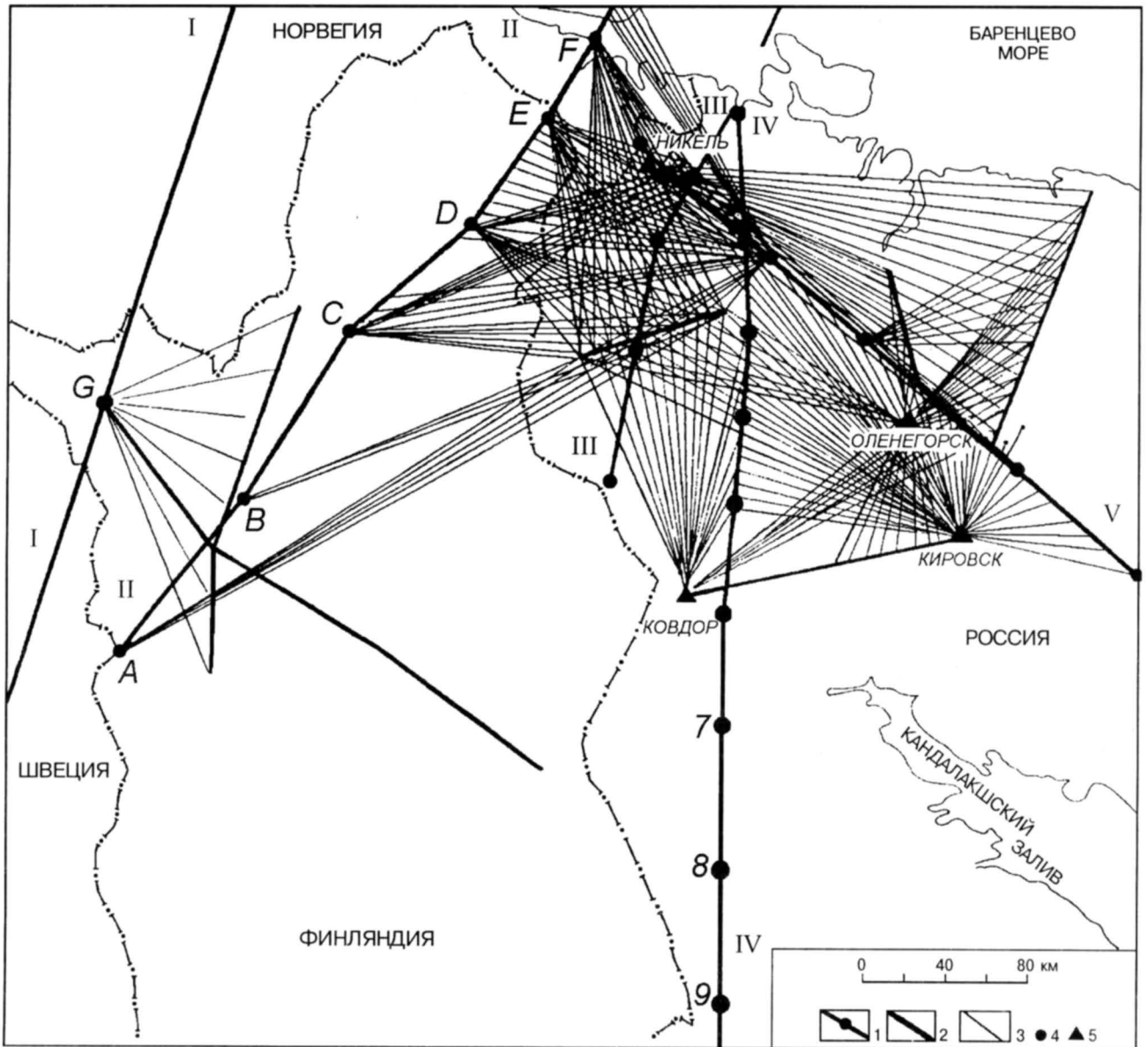
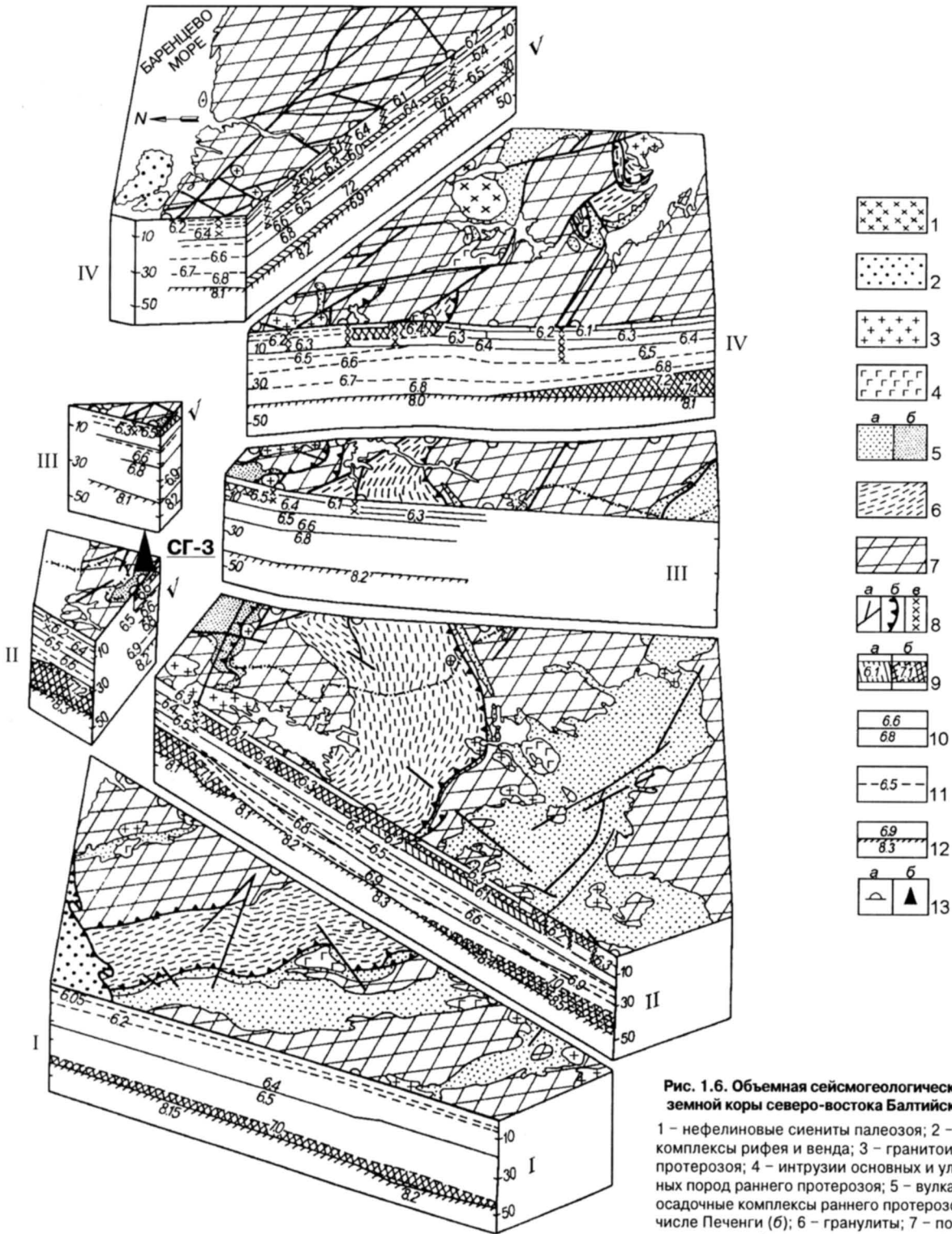


Рис. 1.5. Сейсмическая изученность северо-востока Балтийского щита методом ГСЗ:

1 – региональные сейсмические профили: I – Феннолора, II – Поляр, III – Печенга–Ловно, IV – Печенга–Ковдор–Костомукша, V – Никель–Умбозеро–Ручьи; 2 – профильная регистрация отдельных взрывов; 3 – проекция сейсмического луча пункт взрыва – пункт наблюдения на дневную поверхность при площадной регистрации; 4 – пункты сейсмических взрывов; 5 – пункты промышленных взрывов

Понижение скорости установлено в Урагубско-Лицкой, Ковдорско-Кандалакшской и Хибинско-Вуориярвинской зонах разломов, повышение скорости – в пределах отрезков профилей, пересекающих раннепротерозойские структуры: Пасьвик, Печенгу, Имандра-Варзугу, Карасьек, Саллу, а также Лапландский гранулитовый пояс. Максимальная мощность вертикального разреза Гранулитового пояса не превышает 13–15 км, а печенгского комплекса – 8 км. Интрузии Лицко-Арагубского комплекса имеют нижнюю границу на глубине 6 км.

В верхней части коры (7–12 км) устанавливается инверсионная зона, глубина и структура которой различны в разных блоках. Изменение скорости на глубинах 12–18 км характеризуется уменьшением контрастности. В пределах СГ-3 можно наблюдать то нарастание, то убывание скорости с увеличением глубины, т.е. под высокоскоростными интервалами залегают пласты с пониженными скоростями. В общем разрезе архейского и протерозойского комплексов устанавливается как минимум по две крупные инверсии скорости мощностью до нескольких километров.



**Рис. 1.6. Объемная сейсмогеологическая модель земной коры северо-востока Балтийского щита:**  
 1 – нефелиновые сиениты палеозоя; 2 – осадочные комплексы рифея и венда; 3 – гранитоиды раннего протерозоя; 4 – интрузии основных и ультраосновных пород раннего протерозоя; 5 – вулканогенные и осадочные комплексы раннего протерозоя (а), в том числе Печенги (б); 6 – гранулиты; 7 – позднеархейские метаморфизованные супра- и инфракрустальные образования; 8 – зоны разломов (а) и надвигов (б), разломы, предполагаемые по геофизическим данным (в); 9 – зоны пониженной (а) и повышенной (б) скорости; 10 – значения скорости на границах; 11 – изолинии скорости; 12 – граница М; 13 – местоположение пунктов взрыва (а) и Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 (б)

Граница М имеет в пределах субпровинции сложный характер и состоит из фрагментов поверхностей, образующих переходную зону кора – мантия толщиной 4–5 км. Общая мощность коры составляет 39–44 км и только на юге и юго-западе увеличивается до 50 км за счет наличия нижней высокоскоростной зоны. Для Печенгско-Варзугского и других раннепротерозойских поясов характерны повышенные скорость и мощность коры, а также аномально высокая (8,3–8,4 км/с) скорость продольных волн на поверхности М.

### 1.2.2. Геодинамические модели развития раннепротерозойского Печенгско-Варзугского пояса

По мере изучения раннепротерозойского Печенгско-Варзугского пояса предлагались и разрабатывались различные геотектонические и геодинамические модели в зависимости от достигнутого уровня знаний и господствующих в геологии парадигм. Диагностика геотектонических элементов и реконструкция геодинамических режимов проводилась главным образом геологическими методами путем изучения разрезов, анализа мощностей фаций и распределения их в пространстве. В последнее десятилетие с использованием прецизионных методов получены новые геохимические и геохронологические данные, которые стали играть заметную роль при моделировании геологических процессов в докембрии.

Один из первых исследователей Печенгской структуры финский геолог Х. Вяйринен отнес в 1938 г. рудоносные серпентиниты, габбро-диабазы и шаровые лавы метабазальтов к офиолитам, что впоследствии было поддержано В. Г. Загородным и др. (1964). В 60-е годы для анализа протерозойских образований широко применялась геосинклинальная модель, согласно которой зоны карелид прошли полный цикл в своем развитии – от заложения геосинклинального пояса до его орогенеза и превращения в дневную платформу.

Успехи теории тектоники плит, основанной главным образом на материалах геологии океанов, не могли не сказаться и на развитии геологии континентов. Следствием этого является применение теории рифтогенеза для анализа докембрийских комплексов. Одним из первых Е. Е. Милановский (1976) отнес Печенгскую и Имандра-Варзугскую зоны к структурам палеоавлакогенного типа, наиболее близким к современным эпиплатформенным рифтам щелевого типа. В то же время он отмечал, что древние авлакогены отличаются от фанерозойских рифтов наличием внутренней складчатости, обусловленной сменой первоначального растяжения последующим сжатием.

По данным В. Г. Загородного и А. Т. Радченко (1983), зоны карелид Кольского полуострова были заложены в сумийское время в результате аркогенно-рифтогенного процесса, а режим их развития носил преимущественно

субплатформенный характер. Они выделяют собственно зоны карелид, выполненные осадочно-вулканогенными комплексами раннего протерозоя, и зоны карельской активизации архейского фундамента с купольно-глыбовым строением. По мнению В. З. Негруцы (1984), в течение раннего протерозоя режим менялся от платформенного через рифтогенный к геосинклинальному и завершился орогенным.

А. А. Кременецкий и Л. Н. Овчинников (1986), основываясь главным образом на геохимических особенностях магматических образований, вскрытых СГ-3, историю развития Печенгско-Варзугского пояса разделили на предрифтогенный этап заложения троговых долин с последующим преобразованием их в складчатую область, рифтогенный этап активного растяжения отдельных троговых зон с раскрытием глубинных коровых (на континентально-рифтогенной стадии) и мантийных (на рифтогенно-океанической стадии) очагов с завершением его прогрессивным региональным метаморфизмом осадочно-вулканогенных комплексов и послерифтогенный этап формирования орогенных формаций, взбросо-надвиговых перемещений блоков и локального калиевого метасоматоза.

Две геотектонические модели включают в себя одновременно Печенгско-Варзугский и Лапландский гранулитовый пояса. В модели П. Барби и др. (Barbey et al., 1984) исходные для гранулитов породы были отложены 2,1–2,0 млрд. лет назад в океаническом бассейне. В последующем (2,0–1,9 млрд. лет) произошла субдукция при одновременном раскрытии свекофеннского океана и складчатых деформациях Печенгско-Варзугского рифта. В модели А. Бертельсена и М. М. Маркера (Berhelsen, Marker, 1986), на месте Печенгско-Варзугского пояса первоначально был заложен океанический бассейн. В результате субдукции коры океанического типа в юго-западном направлении под Карельский кратон сформировался задуговый бассейн, в котором и были отложены породы, в последующем метаморфизованные в гранулитовой фации. Зона субдукции предполагалась ими в пределах современного залегания Печенгско-Варзугского пояса. К настоящему времени эти модели в их геохронологической части во многом устарели, так как получены многочисленные новые геохронологические данные, значительно удревняющие процессы формирования Лапландского гранулитового пояса (Митрофанов и др., 1993).

М. В. Минцем, а также В. Мележиком и Б. Стюртом были предложены более полные плейт-тектонические модели. Согласно выполненным М. В. Минцем (1993, 1994) реконструкциям геодинамических обстановок, господствующих в раннем протерозое на северо-востоке Балтийского щита, 2,5–2,4 млрд. лет назад в результате режима растяжения был заложен континентальный Печенгско-Варзугский рифт, который затем был преобразован в океанический бассейн. В последующем режим растяжения сменился режимом сжатия, что обусловило

захлопывание микроокеана и формирование систем островных дуг, зон субдукции (2,36–2,22 млрд. лет) и зон задугового спрединга (2,15–2,0 млрд. лет), а затем зон континентальной коллизии (1,95–1,85 млрд. лет). Беломорский и Кольский блоки выступают в этой модели в роли микроконтинентов, а Лапландский гранулитовый пояс — как крупная система тектонических покровов. По мнению В. Мележика и Б. Стюрта (Melezhik, Sturt, 1994), 2,6–2,55 млрд. лет назад был заложен Имандра-Варзугский внутриконтинентальный рифт. В последующем (2,1–2,0 млрд. лет) произошли инверсия тектонического режима, эрозия рифтогенных формаций и заложение переходной рифтовой системы, преобразованной затем в результате спрединга в океанический бассейн. В результате внутриокеанической субдукции (1,97 млрд. лет), а затем коллизий типа островная дуга — континент (1,80 млрд. лет) и континент — континент (1,75 млрд. лет) был окончательно сформирован Печенгско-Варзугский пояс.

Необходимо еще раз отметить, что Печенгско-Варзугский пояс сложен чередующимися между собой толщами вулканогенных и осадочных пород, между которыми в большинстве случаев геологическими методами устанавливается стратиграфический, а не тектонический контакт. Возраст пород закономерно уменьшается от 2,5 до 1,8 млрд. лет, и нет случая, когда более древние породы залегают бы на более молодых. Отсутствуют также индикаторные для океанов комплексы офиолитов и параллельных даек. Данные по изотопии Sr в карбонатах также противоречат выводу о существовании обширного морского бассейна. Известно, что для современного этапа развития земной коры характерным является одновременное существование океанических бассейнов, островных дуг, задуговых бассейнов и континентов, а океанический спрединг предполагает одновременную субдукцию. Логично предположить, что и при реконструкциях палеогеодинамических обстановок, господствующих в докембрии, должны находиться такие разновозрастные комплексы, как океанический и островодужный, островодужный и задуговых бассейнов, однако в предложенных моделях красной линией проходит принцип последовательной смены геодинамических режимов, что вряд ли адекватно отображает историю геологического развития рассматриваемого региона.

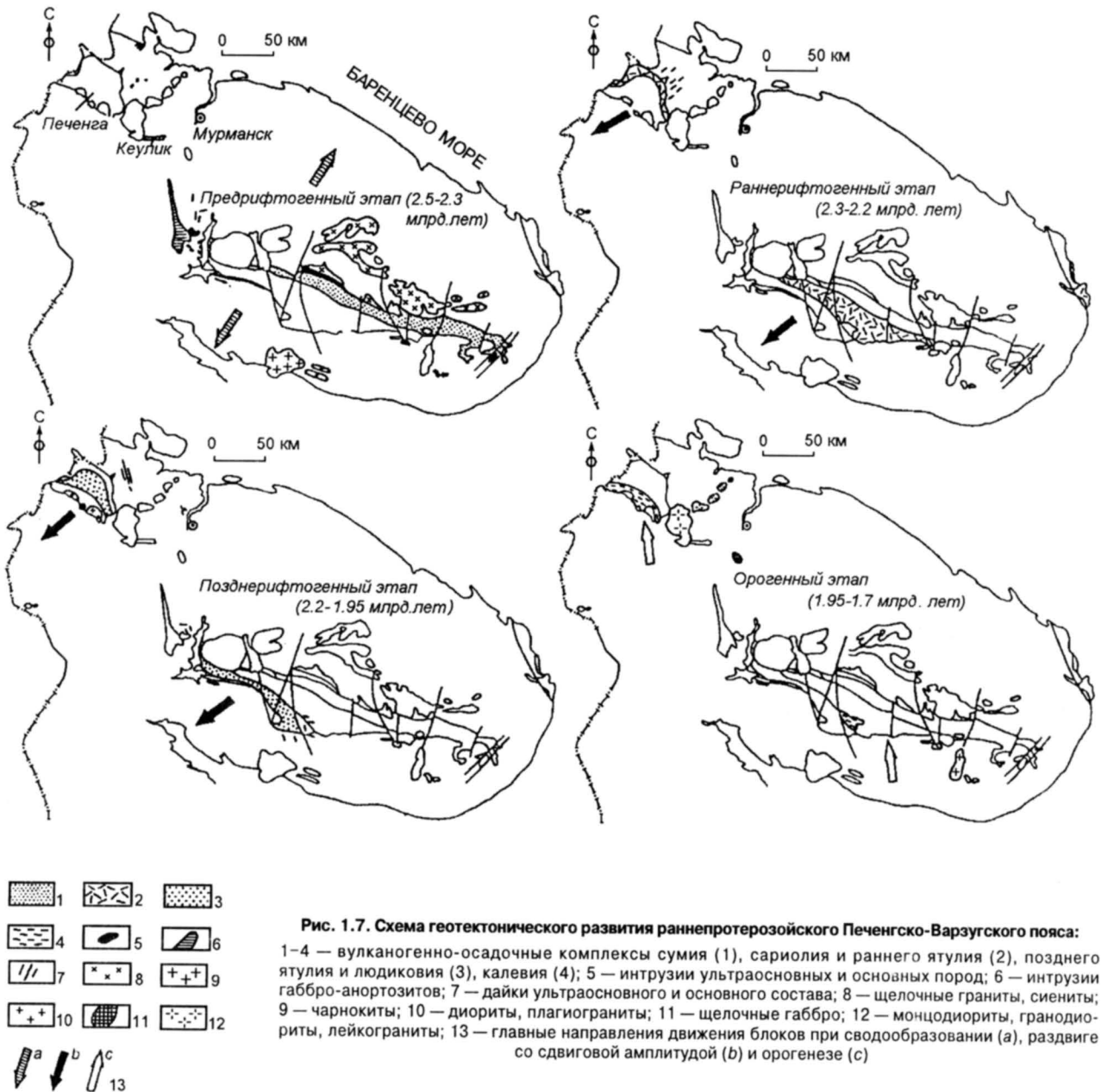
В связи с этим на основании анализа геолого-петрологических, геохимических и изотопных данных одним из авторов (Смолькин, 1992, 1993; Smolkin, 1997) была предложена и разработана модель, которая базируется на теории рифтогенеза. Согласно ей, Печенгско-Варзугский пояс представляет собой крупную, долгоживущую внутриконтинентальную палеорифтогенную систему, заложенную на гетерогенном сиалическом архейском фундаменте. Система включает приразломные, мульдо- и грабенообразные впадины, разделяющие их поднятия и зоны тектоно-магматической активизации архейского фундамента. В истории формирования сис-

темы можно выделить четыре основных этапа развития: предрифтогенный (2,55–2,30 млрд. лет), раннерифтогенный (2,30–2,20 млрд. лет), позднерифтогенный (2,20–1,95 млрд. лет) и орогенный (1,95–1,70 млрд. лет), рис. 1.7.

На первом этапе (2,55–2,30 млрд. лет) в результате формирования астенолинзы и обширного сводообразования, охватившего значительную часть Кольско-Лапландской провинции, и утонения коры были заложены авлакогенные впадины и генерировались преимущественно мантийно-коровые образования нормальной щелочности (базальты, андезитобазальты, дациты) с высоким первичным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7042$ , ультраосновные вулканические ассоциации низкотитанистых пикритов и пикрито-базальтов и коагматические им расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-габброноритов с сульфидным, хромитовым и платинометалльным оруденением (2,51–2,44 млрд. лет) и дайки габброноритов (2,55 млрд. лет) с отрицательными значениями  $E_{\text{Nd}}$  (–1, –2) (Alapieti et al., 1990; Amelin et al., 1995; Эндогенные режимы..., 1991; Bayanova, Balashov, 1995; Bayanova, Smolkin, 1996). Одновременно в пределы Беломорского мегаблока внедрялись расслоенные интрузии лерцолит-габброноритов или друзитов (2,45 млрд. лет) (Бибикова и др. 1993б; Шарков и др., 1994). На завершении этого этапа в пределах Кейвского блока формировались массивы щелочных гранитов-сиенитов, а в пределах Беломорского мегаблока — массивы монцонит-гранитов и чарнокитов.

В течение второго этапа (2,30–2,20 млрд. лет) в участках максимального подъема верхней поверхности астенолинзы была заложена собственно рифтогенная система, в центральной части которой вследствие ее большего разогрева произошли массовые извержения мантийных расплавов повышенной щелочности (трахибазальты, трахиандезитобазальты, трахиандезиты, трахиты) и средними значениями первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7035$ .

На третьем этапе (2,20–1,95 млрд. лет) в результате интенсивных движений раздвигового типа со значительной сдвиговой амплитудой (левосторонним сдвигам) формировались глубоководные троговые долины северо-западного направления и крупная система дайковых роев. В центральные, наиболее проницаемые части рифтогенной системы внедрялись расплавы из двух независимых источников: малоуглубинного толеит-базальтового ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7021$ ) и глубинного ферропикритового ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7032$ ), продукты кристаллизации которых неоднократно перемежаются в разрезах. Для ферропикритовых вулканитов (1980±40 млн. лет), коагматических им сульфидоносных интрузий габбро-верлитов Печенгского рудного поля и дайковых роев перидотитов и оливиновых габбро (1956±20 млн. лет) характерным является пониженное значение  $E_{\text{Nd}}$  (+1,5), что связано с аномальным характером мантийного источника. Аномальный характер обусловлен, по-видимому, процессами мантийного метасоматоза, о чем свидетельствует по-



вышенное содержание галогенов в породообразующих минералах. Практически одновременно в пределах Свеккофеннской провинции существовал обширный бассейн с корой океанического типа, реликты которой представлены офиолитовыми обдукционными комплексами Йормуа и Оутокумпу со значениями  $E_{Nd}$  (+3,5), соответствующими деплетированной мантии.

На заключительном этапе (1,95–1,70 млрд. лет) произошли смена мантийных расплавов ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7029$ ) мантийно-коровыми и коровыми ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7043$ ) и извержение вулканитов (1,85 млрд. лет) известково-щелочной серии (метабазальтов, пикритов, дацитов, риолитов), которые следовали за диапировым всплыва-

нием куполов диорит-плагιοгранитов (1,94 млрд. лет) в южных частях пояса. На завершении орогенного этапа (1,95–1,70 млрд. лет), синхронного свеккофеннской орогенеза в Свеккофеннской провинции, по поперечной системе глубинных разломов внедрялись многофазные интрузии гранодиоритов-гранитов (1,82 млрд. лет) и щелочных габбро-нефелиновых сиенитов (1,90–1,81 млрд. лет), представляющих собой продукты остаточных магматических очагов и являющихся типичными для кратонных областей. В период 1,85–1,70 млрд. лет породы и руды были метаморфизованы в условиях от пренит-пумпеллиновой до амфиболитовой фаций умеренных давлений.

### 1.3. Геолого-геофизическое строение района заложения СГ-3

Печенгский район\*, где расположена СГ-3, стал в последнее десятилетие своеобразным полигоном для геофизических, структурно-тектонических, геодинамических, стратиграфических, геохронологических и геохимических работ (Балашов и др., 1993; Бибилова и др., 1993в; Ветрин, 1988; Галдин и др., 1991; Дук и др., 1989; Загородный, Радченко, 1988; Казанский и др., 1994; Кременецкий, Овчинников, 1986; Лизинский и др., 1991; Литвиненко, 1984; Литвиненко и др., 1986; Минц, 1993; Минц, 1994; Митрофанов и др., 1991; Предовский и др., 1987; Смолькин, 1992, 1993; Ахмедов, Крупеник, 1995; Смолькин и др., 1995, 1996; Буянов et al., 1995; Brugmann et al., 1991; Dobrzhinetskaya et al., 1995; Hanski et al., 1990, Hanski, 1992; Hanski, Smolkin, 1995; Levchenkov et al., 1995; Marker, 1985; Melezhik et al., 1994; Smolkin et al., 1995; Zhamaletdinov et al., 1995).

В результате проведенных работ были решены или заново интерпретированы многие вопросы глубинного строения Печенгского района, эндогенных режимов формирования реперных формаций, взаимоотношения различных структурно-вещественных комплексов архейского фундамента, стратиграфического расчленения осадочно-вулканогенных образований раннего протерозоя, геохронологического датирования магматических пород, фациальных условий регионального метаморфизма в лопийскую и карельскую (свекофеннскую) орогению и многие другие.

Архейский фундамент Печенгской раннепротерозойской структуры характеризуется крайне сложным строением и составом, обусловленными его блоковым строением, неоднократной эндогенной активизацией и структурно-метаморфическими преобразованиями в течение лопийской и карельской (свекофеннской) складчатостей.

Южное обрамление Печенгской зоны, которое ранее относилось к Аннамско-Хишнаярвинскому, а в настоящее время к Инарскому блоку, характеризуется ярко выраженным купольно-глыбовым структурным планом, который обусловлен преимущественно карельской складчатостью. Согласно авторам Геологической карты Кольского полуострова (Радченко и др., 1994; Mitrofanov et al., 1995), в пределах Южного обрамления следует выделять нестратифицированные (вырнимская и аннамская толщи) и стратифицированные комплексы (каскамская свита), а также комплекс неустановленного возраста (талинская толща). Вырнимская толща имеет достаточно однородное строение и сложена преимущественно био-

титовыми, гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми (часто с силлиманитом) гнейсами, с которыми переслаиваются в виде линз биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы. Более сложное строение имеет аннамская толща, сложенная амфибол-биотитовыми, амфиболовыми, двуслюдяными и гранат-биотитовыми (нередко с силлиманитом, кианитом и ставролитом) гнейсами, а также железистыми кварцитами и амфиболитами. Каскамская свита составляет микроблок, имеющий тектонические контакты, поэтому ее объем и соотношение с другими породами остаются неясными. Ее разрезы сложены преимущественно метавулканитами основного и среднего состава и в меньшей степени осадочно-терригенными породами, которые превращены в амфиболиты, гранатовые амфиболиты, амфиболовые и гранат-амфиболовые гнейсы, смятые в кулисообразно расположенные брахисинклинальные складки (Кременецкий, 1979). В юго-западной части рассматриваемого района залегает слабодеформированная тальинская толща, имеющая четко выраженное ритмично-слоистое строение. Она состоит из метаморфизованных терригенно-осадочных пород, превращенных в слюдяные, гранат-слюдяные, амфибол-биотитовые, хлоритовые и углеродистые сланцы и кварциты, с которыми ассоциируют редкие тела амфиболитов. Стратиграфическое и структурное положение данной толщи остается до сих пор дискуссионным. По данным структурного анализа, выполненного Н. Е. Козловой и В. В. Балаганским (Смолькин и др., 1995), ее возраст может быть как лопийским, так и сумийским.

Перечисленные архейские породы Южного обрамления интенсивно гранитизированы и метаморфизованы в условиях высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации и гранулитовой фации, при этом степень метаморфизма постепенно возрастает в юго-западном направлении (Петров и др., 1986).

По данным работ по «Северному проекту» (Dobrzhinetskaya et al., 1995), в Северо-Печенгском и Киркенесском районах выделяются Кола-Ярфиордский и Сванвик-Лоттинский блоки, или террейны архейских пород, граница между которыми проходит по глубинному разлому северо-западного простирания, расположенному восточнее г. Киркенес.

Первый блок сложен полосчатыми серыми тоналитовыми гнейсами комплекса Хомпен, а также биотитовыми, биотит-амфиболовыми и гранат-биотитовыми парагнейсами и амфиболитами комплексов Кола-Ярфиорд и Корпфиллет. Серые гнейсы Хомпен являются наиболее древними в районе породами ( $2902 \pm 9$  млн. лет) (Levchenkov et al., 1995). Они принадлежат серии первично-коровых образований тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава, отнесенных к комплексу основания (Батиева и др., 1978; Радченко и др., 1994). Породы блока интродуцированы многочисленными телами синскладчатых габбро-тоналитов (Веже-тундра, Линьятунтури), позднескладчатых диоритов-гранодиоритов (Туллома, Холмватн, Луостари, оз. Питьево) и кварцевых монзонитов-сиенитов (Ропель), возраст которых колеб-

\* В. И. Казанский и К. В. Лобанов (Kazansky, Lobanov, 1996) предложили на основе металлогенического районирования выделить Печенгский рудный район, который, помимо собственно Печенгской структуры, включает блоки пород архейских комплексов, ограниченных на западе и востоке Инари-Киркенесской и Лицко-Арагубской, а на севере и юге — Колмозеро-Вороньинской и Аллареченской зонами разломов.

лется в пределах 2,83–2,73 млрд. лет. Все породные комплексы преобразованы, по данным В.Р. Ветрина (Dobrzhinetskaya et al., 1995), в течение двух этапов метаморфизма: в условиях гранулитовой фации и силлиманит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации и низкотемпературных субфаций амфиболитовой фации.

Сванвик-Лоттинский блок имеет купольно-блоковое строение и сложен амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и двуслюдяными ортогнейсами, гранатовыми амфиболитами комплекса Гарсио (2840±30 млн. лет), кварцитами, железистыми кварцитами, слюдястыми сланцами, конгломератами, ортогнейсами и амфиболитами комплексов Варангер (2813±6 млн. лет), Сванвик (2825±34 млн. лет) и Киркенес (2804±9 млн. лет) (Dobrzhinetskaya et al., 1995; Levchenkov et al., 1995). В районе Сюдварангер железорудная формация подстилается мощной толщей рассланцованных конгломератов. Есть достаточно оснований полагать, что породы комплексов Варангер, Сванвик и Киркенес представляют собой нижнюю часть, а комплекса Гарсио — верхнюю часть общего разреза зеленокаменного пояса Бьерневатн, имеющего северо-западное простирание (Dobrzhinetskaya et al., 1995). Наиболее поздними образованиями являются пегматиты, секущие гнейсы комплекса Гарсио — 2648±5 млн. лет (Levchenkov et al., 1995). Породы данного блока продолжают под Печенгскую структуру и, по-видимому, слагают часть архейского разреза, вскрытого СГ-3 (Митрофанов и др., 1991).

Поведение названных блоков архейских пород в процессе карельской складчатости было разным. Так, в Северо-Печенгском и Киркенесском районах широко развиты рои дайковых комплексов различного состава и возраста, ориентировка которых меняется от северо-западного до северо-восточного в соответствии со сменной направленности тектонических деформаций. Формирование даек отражает жесткую реакцию архейских блоков на вертикальные и субгоризонтальные относительные перемещения, которые сопровождали развитие Печенгского и Пасьвикского фрагментов палеорифтогенной системы. В Аллареченском районе широко развиты бескорневые, по данным вибросейсмических исследований (Шаров, Виноградов и др., 1997), купола диоритов-гранодиоритов (Шуонинский, Каскельярвский и др.), всплывание которых привело к интенсивной деформации 1940–1945 млн. лет назад осадочно-вулканогенных образований позднекарельского комплекса Южной зоны, а также относительной гомогенизации верхней части (в пределах 3–8 км) архейской коры.

На рубеже позднеархейского и раннепротерозойского этапов формировались зональные плутоны Найден-комплекса, пересекающие в северо-западном направлении Сванвик-Лоттинский блок и сложенные сериями от гранодиоритов до порфириовидных гранитов. Возраст циркона из плутонов Найден и Геахсойви соответственно равен 2483±28 и 2503±3 млн. лет (Levchenkov et al., 1995). В этот же период формировались ритмично-расслоенные

интрузии базит-ультрабазитов, широко развитые в Северо-Печенгском районе, и секущие гнейсы Норвежско-Кольского блока — г. Генеральская, Карикъявр-1,2,3, Сакен и др. Они сложены лерцолитами, бронзититами, норитами, габбро-норитами, габбро и диоритами, несут Cu–Ni и Pt–Pd минерализацию и сопровождаются роем даек габбро-норитов. Наиболее крупная из них — интрузия г. Генеральской, сложенная преимущественно габбро-норитами, внедрилась по субвертикальному разлому северо-восточного простирания. Интрузивные породы перекрываются корой выветривания и базальными конгломератами Северо-Печенгской зоны, пересеченными также СГ-3, и рассекаются дайками кварцевых долеритов, состав которых хорошо сопоставляется с вулканитами маярвинской свиты (Смолькин и др., 1995). Время кристаллизации габбро-норитов по данным U–Pb метода равно 2493±6.5 млн. лет (Baynova, Smolkin, 1996). Таким образом, началу заложения Печенгского бассейна и формирования базальных конгломератов предшествовал этап эндогенной активизации и внедрения базит-ультрабазитовых и гранитоидных расплавов, который завершился общим подъемом земной коры, интенсивной эрозией и выходом на дневную поверхность интрузивных тел.

Печенгская структура разделена, как уже указывалось, Порыташским разломом на Северную и Южную структурно-формационные зоны, для которых установлен разный стиль строения и тектонических деформаций (рис. 1.8). Северная мульдообразная зона обладает моноклинально-брахиморфным характером строения, осложненного поперечными и диагональными тектоническими нарушениями, часть из которых имеет конседиментационное заложение. Широко развиты также взбросо-надвиговые нарушения со значительной сдвиговой амплитудой (Люттинский разлом, разломы Восточного рудного узла). Южная зона разделена на примыкающую к Порыташскому разлому Пороярвинскую моноклинальную подзону с широким развитием изоклинальной складчатости и отделенную от нее надвигами подзону отраженных складчатых структур карелид с купольно-глыбовым строением фундамента (Загородный, Радченко, 1983, 1988).

В пределах Печенгской структуры наблюдается стратиграфически единый разрез карельского комплекса, сформированного в течение длительного периода времени (более 500 млн. лет) в результате многократно повторяющихся осадочных и вулканических циклов. Породы претерпели многостадийные тектонические деформации и зональный региональный метаморфизм в карельскую (свекофеннскую) орогению.

В пределах Северной зоны, согласно обновленной схеме стратиграфии (Смолькин и др., 1995, 1996), выделяются одиннадцать свит преимущественно осадочного или вулканогенного состава, которые группируются на основании данных о трансгрессивно-регрессивных и вулканогенных циклах в четыре серии (табл. 1.1). Свиты отделены друг от друга четкими границами раздела, поверхностями размыва или корами выветривания,

Таблица 1.1

## Схема стратиграфических подразделений раннепротерозойского комплекса Печенгского района

Комплекс	Надгоризонт	Литостратиграфическое подразделение	Вулканическая, осадочная формация; интрузивный комплекс	Возраст, млн. лет
НИЖНЕКАРЕЛЬСКИЙ	ЮЖНО-ПЕЧЕНГСКАЯ ЗОНА			
	КАЛЕВИЙ	Пороярвинская серия Касейюкская толща  Каплинская толща Ансемйюкская серия Меннельская толща Брагинская свита Каллояурская свита	Конгломерат-сланцевая, молассоидная Дацит-риолитовый субвулканический комплекс Андезит-дацит-риолитовая	1855±54 <sup>2</sup>
			Пикрит-базальтовая Пикрит-базальт-андезитовая Туфогенно-сланцевая	1865±58 <sup>2</sup>
	СЕВЕРО-ПЕЧЕНГСКАЯ ЗОНА			
	ЛЮДИКОВИЙ	Пильгуйрвинская серия Суппваарская свита Матертская свита	Габбро-верлитовый комплекс	1954±42 <sup>2</sup>
			Базальтовая (Ферро)пикрит-базальтовая	1980±40 <sup>1,2</sup> 1970±45 <sup>3</sup>
	ВЕРХНИЙ ЯТУЛИЙ	Ламмасская свита (Верхняя продуктивная) Ждановская свита (Нижняя продуктивная)	Туфогенно-сланцевая	2114±52 <sup>2</sup>
			Терригенно-сланцевая, флишоидная	
	НИЖНИЙ ЯТУЛИЙ	Колосйюкская серия Заполярнинская свита Лучломпольская свита	Толейт-базальтовая Терригенно-туфокарбонатная	2214±54 <sup>2</sup>
	САРИОЛИЙ	Куэзъярвинская серия Оршоайвинская свита Пирттиярвинская свита Кувнеринйюкская свита	Трахибазальтовая Трахиандезитобазальтовая Кварцит-карбонатная	2324±28 <sup>2</sup>
Ахмалахтинская серия Маярвинская свита Телевинская свита			Андезитобазальтовая Базальная, конгломератовая	
КЕУЛИК-КЕНИРИМСКАЯ ЗОНА				
СУМИЙ	Кеуликская толща	Базальтовая Перидотит-пироксенит-габбро-норитовый комплекс	2496±10 <sup>4</sup> 2453±42 <sup>1</sup>	

Примечание. <sup>1</sup>Sm-Nd, <sup>2</sup>Rb-Sr, <sup>3</sup>Re-Os и <sup>4</sup>U-Rb методы. Данные из работ (Hanski et al., 1990; Balashov et al., 1993; Балашов и др., 1993; Смолькин и др., 1993б, 1995; Walker et al., 1994; Bayanova, Smolkin, 1996).

угловыми структурными несогласиями и характеризуются закономерным изменением условий седиментогенеза и вулканизма. Суммарная мощность их разрезов превышает 8,5 км. В пределах Южной зоны выделяются пять свит и толщ смешанного вулканогенно-осадочного состава, взаимоотношения между которыми часто осложнены тектоническими нарушениями. Их формирование связано с завершением развития Печенгского палеобассейна и преобразованием его в горно-складчатую область.

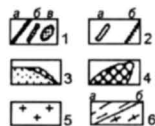
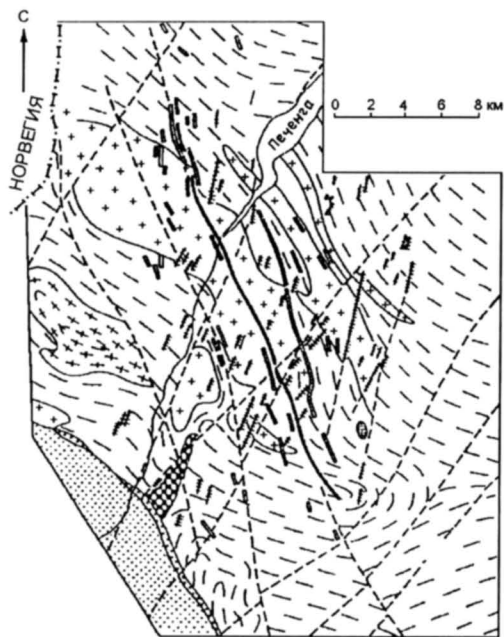
В течение шести вулканогенных мегациклов, разделенных периодами осадконакопления, были образованы разнообразные в фациальном отношении ассоциации пород андезитобазальтовой, трахибазальтовой, толейт-базальтовой, ферропикрит-базальтовой, пикрит-базальт-андезитовой и андезит-дацит-риолитовой формаций. Практически каждый мегацикл сопровождался формированием дайковых комплексов соответствующего состава, которые внедрялись в породы архейского фундамента, подстилающие

Печенгскую структуру либо обнажающиеся в ее Северном обрамлении. Кроме даек, в пределах Северной и Южной зон широко развиты субвулканические образования в виде силловых или экструзивных тел, сложенных породами соответственно основного и среднекислого составов. В течение осадочных циклов были сформированы (снизу вверх) базальная конгломератовая, кварцит-карбонатная, терригенно-туфокарбонатная, терригенно-сланцевая (или флишоидная), туфогенно-сланцевая и конгломерат-сланцевая (или молассоидная) формации.

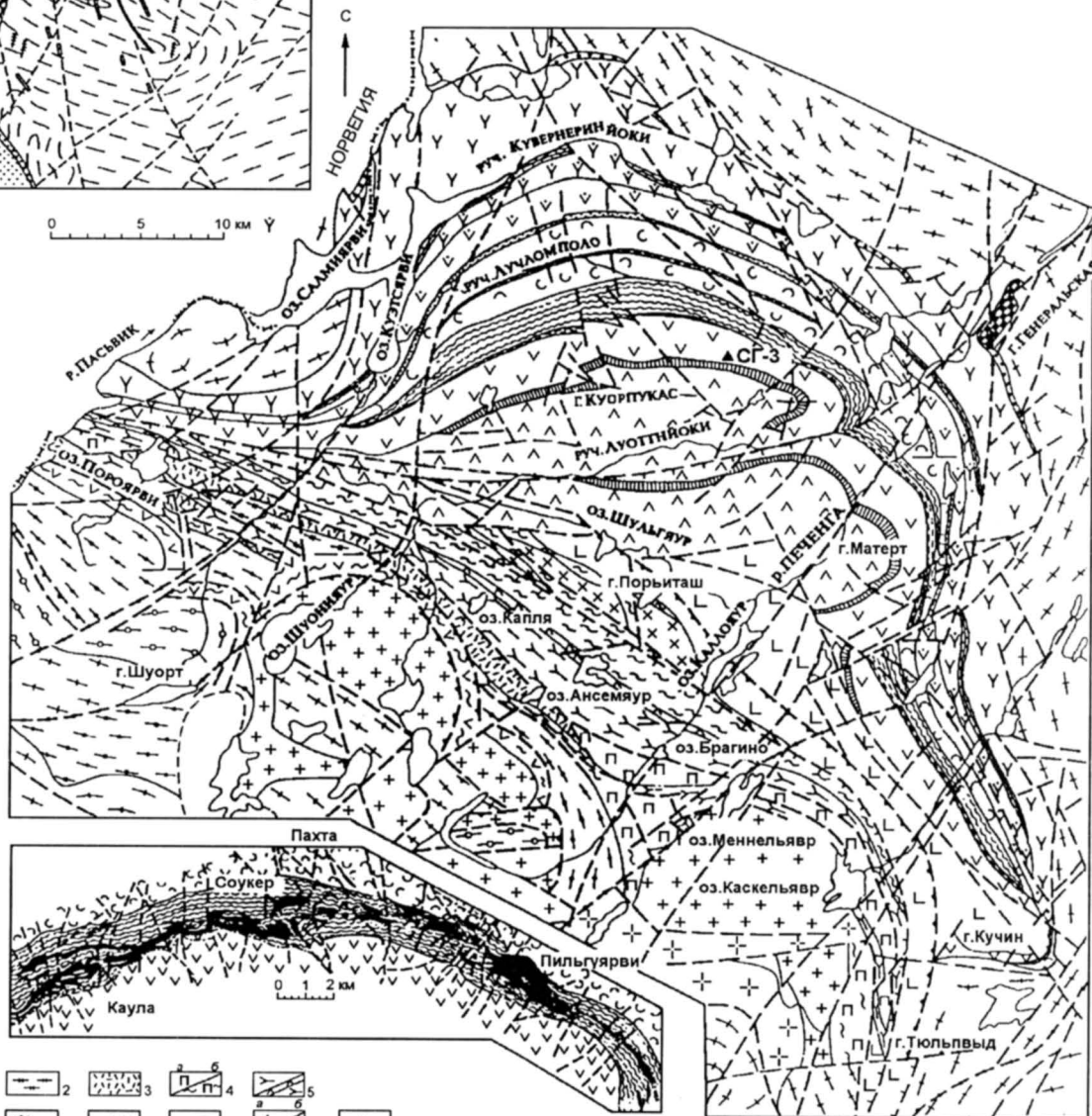
К настоящему времени для Печенгской структуры установлены:

1) нормальные стратиграфические взаимоотношения между свитами Северной зоны, а также между породами Северной и Южной зон, т.е. каждая вышележащая свита моложе нижележащей;

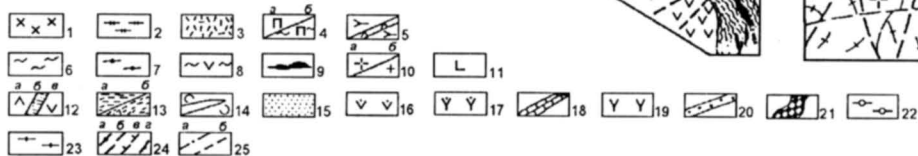
2) хорошая корреляция общих разрезов Печенгской, Имандра-Варзугской и Пасьвикской структур и положения границ структурных несогласий;



а



б



3) закономерное увеличение абсолютного возраста пород при движении вниз по разрезу (1855–2324 млн. лет.), которое ни в одном случае не было нарушено; этот возраст согласуется с данными биостратиграфии;

4) закономерный характер изменения строения и типа осадочных фаций, минерального и геохимического состава пород, изотопного состава С и Sr в карбонатах;

5) тесная связь геохимического состава терригенно-осадочных пород с нижележащими вулканогенными образованиями, которые размывались и входили в состав области питания;

6) частичная преемственность в составе (на уровне некогерентных элементов) ниже- и вышележающих вулканогенных свит (толщ), несмотря на разделение их в разрезах осадочными образованиями;

7) закономерный характер эволюции изотопного состава Sr в вулканических и интрузивных породах, связанный с изменением состава источника: от смешанного коромантийного к мантийному и вновь к коромантийному и коровому (Загородный и др., 1964; Мележик, Предовский, 1982; Предовский и др., 1974, 1987; Ахмедов, 1985; Загородный, Радченко, 1988; Смолькин, 1992; Смолькин и др., 1995, 1996; Ахмедов, Крупеник, 1995; Karhu, 1993; Melezhik, Sturt, 1994).

Эти и другие факты свидетельствуют о стратиграфическом характере общего разреза карельского комплекса. В то же время в пределах Печенгской структуры широко развиты тектонические нарушения преимущественно сдвигового, взбросового и взбросо-надвигового типов, которые очень часто нарушают контакты свит и интрузивных тел и их внутреннее строение, что дало основание многим исследователям предложить чешуйчато-надвиговые модели строения (Негруца, 1984; Минц, 1993; Казанский и др., 1994).

Более детальные сведения о строении и взаимоотношении свит, составе осадочных, вулканогенных и интрузивных пород, их возрасте и генезисе приведены в недавно опубликованных работах (Смолькин и др., 1995, 1996; Smolkin et al., 1995).

Никеленосные интрузии габбро-верлитов, которые широко развиты в пределах полосы черных сланцев ждановской свиты, совместно с ферропикритовыми вулканами матертской свиты и дайками керсутитовых перидотитов-оливиновых габбро нясюкского комплекса составляют единую вулканно-плутоническую ассоциацию. Она формировалась на этапе максимального раздвига палеорифта в период 1980–1960 млн. лет в течение нескольких магматических импульсов в результате подъема аномально высокожелезистого расплава, обогащенного титаном, никелем, фосфором и легкими редкими землями (Parunen, Gorbunov, 1985; Hanski et al., 1990; Смолькин, 1992; Hanski, 1992; Смолькин и др., 1993; Hanski, Smolkin, 1995). Об интрузивной, а не офиолитовой природе габбро-верлитов свидетельствует широкое развитие интрузивных контактов, магматический тип структур кристаллизации и течения расплава, наличие ороговикованных ксенолитов вмещающих пород. При подъеме магматического расплава в верхние горизонты земной коры, судя по данным изучения изотопных систем Pb–Pb, Rb–Sr, Re–Os, S (Пушкарев и др., 1988; Гриненко, Смолькин, 1991; Смолькин, 1992; Hanski, 1992; Walker et al., 1994) и распределения элементов платиновой группы (Дистлер и др., 1989; Brugmann et al., 1991), происходила ассимиляция и контаминация сиалического материала, обогащенного ураном, серой и другими элементами, что еще раз подтверждает отсутствие океанической коры в пределах Печенгского палеобассейна.

В пределах Северной и Южной зон была сформирована единая регионально-метаморфическая зональность (Петров и др., 1986). Начальный метаморфизм пренит-пумпеллиитовой фации происходил при умеренно-градиентном  $P$ – $T$  режиме, промежуточном между андалузитовым и кианитовым типами, в условиях низкого содержания  $\text{CO}_2$ , при температуре 200–300°C и общем давлении 250–300 МПа. Кульминация метаморфизма и формирование региональной метаморфической зональности характеризуется  $P$ – $T$  режимом кианит-силлиманитового типа. Плагноклаз-амфиболо-

Рис. 1.8. Схематическая геологическая карта раннепротерозойской Печенгской структуры и схемы расположения дайковых комплексов в Северо-Печенгском районе (а) и никеленосных интрузий габбро-верлитов в Печенгском рудном поле (б):

1 — дациты и риолиты порыташского субвулканического комплекса; 2 — туфоконгломераты, гравелиты и песчаники касейской толщи; 3 — андезиты, дациты, риолиты и их туфы каплинской толщи; 4 — пикриты, базальты и их туфы, песчаники менельской толщи (а), сланцеватые амфиболиты по пикритам и базальтам (б); 5 — базальты, андезитобазальты, андезиты и их туфы, песчаники брагинской свиты; 6 — песчаники, алевролиты, туфы и силициты калояурской свиты; 7 — биотитовые, двуслюдяные и гранат-слюдистые гнейсы тальинской толщи; 8 — нерасчлененные сланцеватые амфиболиты; 9 — габбро, клинопироксениты, верлиты и серпентиниты печенгского интрузивного комплекса; 10 — диориты, гранодиориты (а), граниты и кварцевые граниты (б) купольных структур (Шуони, Каскель и др.); 11 — базальты суппваарской свиты; 12 — толеитовые базальты, ферропикриты и их туфы, кремнистые сланцы нижней (а), средней (б) и верхней (в) подсвит матертской свиты; 13 — туфы пикритов и базальтов ламмасской свиты (а), песчаники, алевролиты, сульфидно-углеродистые сланцы и фосфориты ждановской свиты (б); 14 — толеитовые базальты и сланцы заполяринской свиты; 15 — песчаники, гравелиты и доломиты лучломпольской свиты; 16 — базальты, трахибазальты оршоайвинской свиты; 17 — трахибазальты, трахиандезитобазальты, трахиандезитодациты и трахиты пирттиярвинской свиты; 18 — кварциты и доломиты кувернеринюкской свиты; 19 — андезитобазальты и дациты маярвинской свиты; 20 — базальные конгломераты, гравелиты и песчаники телевинской свиты; 21 — габбро-нориты, бронзититы и анортозиты г. Генеральской; 22–23 — глиноземистые гнейсы (22), гнейсы, амфиболиты и мигматиты (23) позднеархейского фундамента; 24 — долгоживущие (а) и крутопадающие (б) разломы, взбросонадвиги и сдвиги (в), надвиги (г).

Вставка (а): 1 — перидотиты (а), оливиновые габбро (б) и оливиновые пироксениты (в) нясюкского комплекса; 2 — долериты (а) и кварцевые долериты (б); 3 — базальные конгломераты телевинской и вулканы маярвинской свиты; 4 — габбро-нориты интрузии г. Генеральской; 5 — плаггио-микроклиновые граниты; 6 — глиноземистые гнейсы, гнейсы, амфиболиты, мигматиты (а) и анатектит-граниты (б) позднеархейского комплекса.

Вставка (б): 25 — взбрососдвиги (а) и взбросонадвиги (б)

вый парагенезис эпидот-амфиболитовой фации был сформирован при температуре 350–450°C, гранат-биотитовый парагенезис амфиболитовой фации — при температуре 490–670°C и давлении 520–990 МПа. Наиболее высокие значения давления зафиксированы для метаморфических парагенезисов Южной зоны.

Регрессивное преобразование пород и руд, которое сопровождалось закрытием Pb-Pb, Rb-Sr и Re-Os изотопных систем, произошло в период 1750–1700 млн. лет. Практически синхронно (1745±9 млн. лет) в архейский фундамент Печенгской структуры внедрились гранитоиды, близкие по составу породам Лицко-Арагубского комплекса (Митрофанов и др., 1991).

Одновременно с проходкой СГ-3 в пределах Печенгского района был выполнен широкий комплекс геофизических исследований, способствующих уточнению представлений о его глубинном строении. Наиболее информативными являются данные грави- и сейсморазведки.

К настоящему времени созданы гравиметрические карты масштаба 1:50000, 1:25000 и частично 1:10000. Печенгская структура, включая Северную и Южную зоны, характеризуется интенсивной положительной гравитационной аномалией  $\Delta g$ , тогда как ее архейское обрамление — преимущественно интенсивным отрицательным полем  $\Delta g$  (рис. 1.9). С учетом наклонного залегания осадочно-вулканогенных толщ можно определить глубину залегания подошвы осадочно-вулканогенных раннепротерозойских образований: наиболее вероятной является глубина около 8 км, что согласуется с данными сейсморазведки. На поперечных разрезах над продуктивной толщей устанавливается четкая гравитационная ступень с большим горизонтальным градиентом, который уменьшается в направлении с юго-запада на северо-восток. На гравиметрических картах в виде характерных линеаментов уверенно выделяются Луоттнинский, Куэтсъярвинский, Порьыташский, Ламмасский, Кучинтундровский и другие региональные разломы.

В пределах Печенгского района сейсмические исследования проводились в течение 35 лет методами АК, ВСП, МОВ, ГСЗ, МОВЗ, а в последние годы — ПМ ВСП, МОГТ, МОВЗ — ГСЗ (рис. 1.10). Полученные результаты были детально освещены в работах (Литвиненко, 1984; Литвиненко и др., 1986; Галдин и др., 1991; Лизинский и др., 1991; Строение литосферы..., 1993; Шаров, 1993; Шаров, Виноградов и др., 1997).

На сейсмических профилях хорошо прослеживаются волны, связанные с горизон-

тами метаосадочных пород, разделяющими вулканогенные толщи. На основании этих данных были построены структурные карты разного масштаба, на которых породы Северной зоны погружаются в южных румбах под углами от 30–35° до 50–55°. С увеличением глубины происходит постепенное их выполаживание. Нижний контакт туфогенно-осадочных пород продуктивной толщи, вмещающий сульфидсодержащие интрузивы габбро-верлитов, прослеживается на глубину до 5 км. СГ-3 подсекла этот же контакт на глубине 2,8 км, подтвердив сложный моноклиальный характер структуры Северного крыла. По сейсмическим данным в центральной части структуры предполагается наличие крупного грабена субмеридионального направления с максимальной мощностью раннепротерозойского комплекса. Часть разломов, например Киерджипорский, продолжают на глубину, в пределы архейского фундамента (Галдин и др., 1991). Плоскость Порьыташского разлома, разделяющего Печенгскую структуру на две зоны, падает на юг под углом 50–60° (Литвиненко, 1984).

Структура архейского фундамента имеет неоднородное слоисто-блоковое или мозаично-неоднородное строение с градиентными изменениями и инверсиями скорости, различным количеством границ раздела в блоках на глубинах 15–20 км, внутри которых не обнаружено выдержанных сейсмических границ, кроме границы М. Последняя располагается на глубинах 38–45 км и прослеживается во всех блоках. Несколько увеличенная мощность коры наблюдается под Печенгской структурой, наименьшая ее мощность — в северном обрамлении. По мнению Н. Е. Галдина (Галдин и др., 1991), СГ-3 прошла вдоль разлома и попала, по-видимому, в углубление между двумя архейскими куполами.

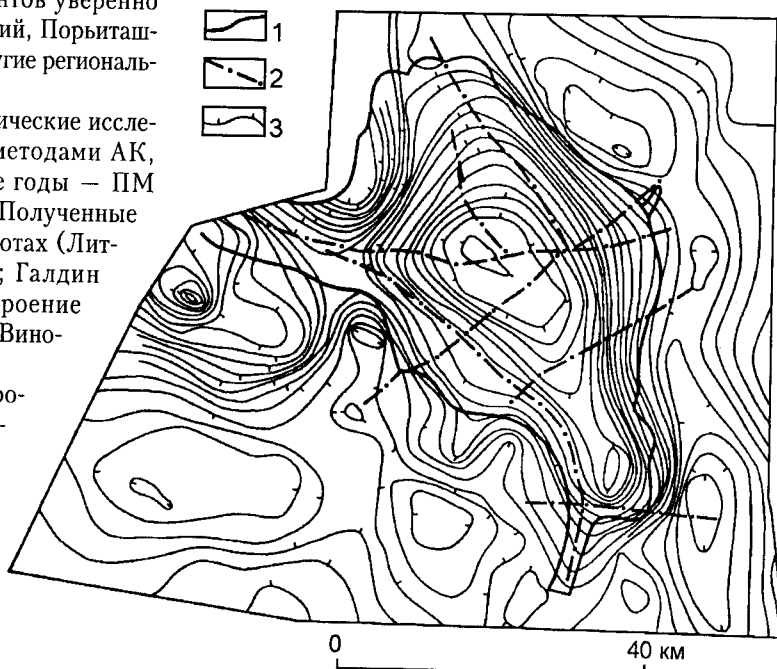


Рис. 1.9. Схема остаточных аномалий гравитационного поля Печенгской структуры и ее обрамления:

1 — граница Печенгской структуры; 2 — главные разломы; 3 — изолинии остаточных аномалий гравитационного поля

По данным изучения СГ-3 (Кольская сверхглубокая, 1984) установлено, что скорость упругих волн в большей степени зависит от состава пород и их структурно-текстурных особенностей, чем от глубины залегания. Соответственно этим можно объяснить инверсионный характер разреза: в его верхней части залегают высокоскоростные (до 6,7 км/с) метавулканогенные образования, а в нижней — гранитоиднейсы с меньшей скоростью (в среднем 6,1–6,2 км/с). Предполагается, что основной причиной значительного снижения скоростей являются зоны разрывных нарушений, отличающиеся повышенной трещиноватостью пород.

На рис. 1.11 представлена схематическая карта магнитного поля, построенная на основе аэромагнитных съемок масштаба 1:50000 и 1:25000. На ней выделяются множества аномалий различного ранга и разной формы размерами от первой сотни метров до десятка километров, а также с различными горизонтальными градиентами поля  $\Delta g$  ( $\Delta z$ ). Для Печенгской структуры характерным является относительно однородное по интенсивности и морфологии магнитное поле  $\Delta T$ . При этом западная часть характеризуется полем средней интенсивности, центральная часть — знакопеременным с преобладанием участков пониженной интенсивности, а северо-восточная часть — знакопеременным с преобладанием участков повышенной интенсивности.

Туфогенно-сланцевые образования ждановской и ламмасской свит Северной зоны и каллояурской свиты Южной зоны вследствие наличия в них слоев с сульфидно-углеродистой и магнетитовой минерализацией хорошо прослеживаются на поверхности в региональных естественных и искусственных электрических полях (МТП, МТЗ, МГД-Г). Это дало возможность проследить продуктивную толщу, вмещающую никеленосные интрузии габбро-верлитов, в пределах Печенгской и Пасьвикской структур и в зоне их сочленения (Zhamaletdinov et al., 1995).

Завершая рассмотрение геологии и глубинного строения Балтийского щита и составляющих его структур, необходимо отметить следующее:

1. Балтийский щит, представляющий собой наиболее крупный выступ древнего кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, имеет сложно-гетерогенное блоковое строение, ярко выраженную геотектоническую зональность и различную мощность земной коры,

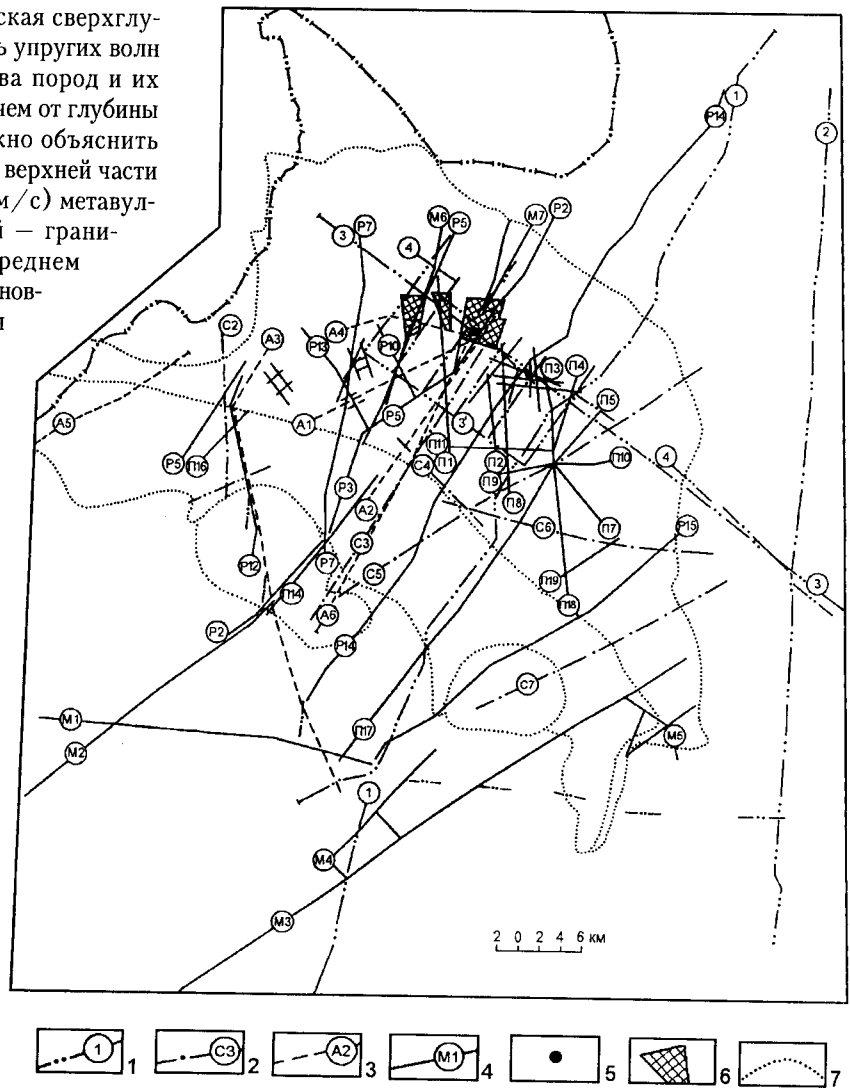


Рис. 1.10. Схема сейсмической изученности Печенгско-Аллареченского района:

- 1 – сейсмические профили ГСЗ и МОВЗ (1 – Печенга-Ловно, 2 – Печенга-Ковдор-Костомукша, 3 – Никель-Умбозеро-Ручьи, 4 – Никель-Умбозеро);
- 2, 4 – сейсмические профили МОВ;
- 3 – сейсмические профили ОГТ;
- 5 – место положения СГ-3;
- 6 – участки детальных работ МОВЗ;
- 7 – геологические контуры

которая изменяется от 35 до 65 км. Формирование основной структуры щита завершилось около 1,5 млрд. лет назад, в последующем щит претерпел локальную эндогенную активизацию и переработку ранее сформированной архейско-протерозойской коры в течение свекоконорвежско-гренвильской и герцинской орогений.

2. Кольская субпровинция сложена крупными блоками архейской коры со сложно-купольным строением, частично переработанными в свекофеннскую орогению и сцементированными позднеархейскими и раннепротерозойскими мобильными поясами различной протяженности и глубины заложения, для которых характерным является асимметричное внутреннее строение и зональный тип регионального метаморфизма умеренных и высоких давлений. Глубинное строение блоков имеет неоднород-

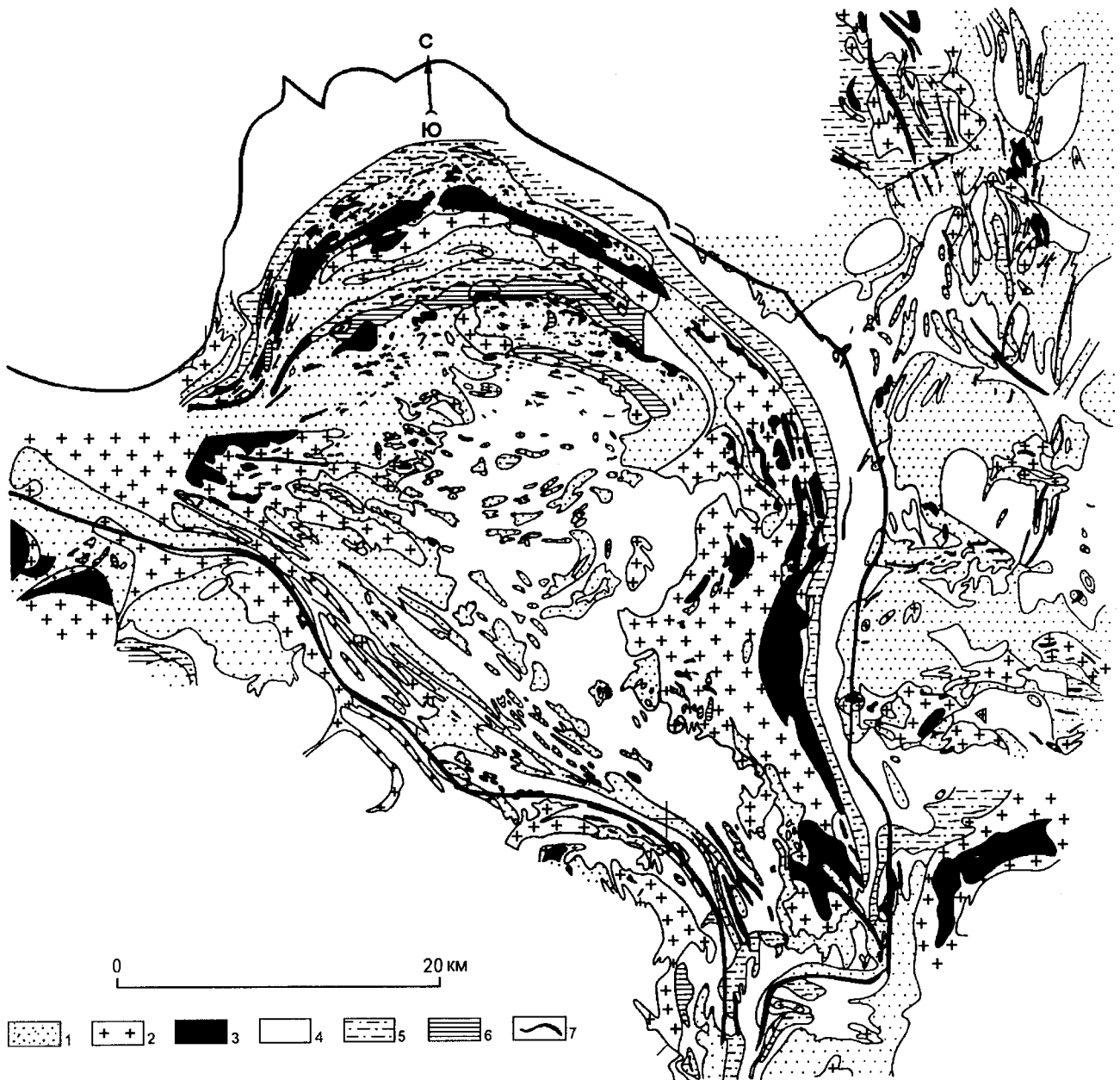


Рис. 1.11. Генерализованная схема магнитного поля Печенгской структуры и ее обрамления:

1 — области спокойного положительного магнитного поля малой и средней интенсивности; 2 — области повышенного магнитного поля средней интенсивности; 3 — области очень интенсивного положительного магнитного поля; 4 — области спокойного отрицательного магнитного поля малой интенсивности; 5 — области отрицательного магнитного поля средней интенсивности; 6 — области глубокого отрицательного магнитного поля большой интенсивности; 7 — граница Печенгской структуры

ный, слоисто-блоковый характер и характеризуется различным характером и количеством геофизических границ раздела.

3. Печенгская структура, в пределах которой заложена СГ-3, является частью протяженной раннепротерозойской внутриконтинентальной палеорифтогенной системы, заложенной на архейской коре континентального типа и развивающейся в течение продолжительного периода времени (более 700 млн. лет). Ее разрез мощ-

ностью более 11,5 км был сформирован в течение шести магматических мегациклов и шести периодов преимущественного осадконакопления. Во время свекофеннской орогении осадочно-вулканогенный комплекс и рвущие его интрузивные образования претерпели сложные тектонические дислокации и зональный региональный метаморфизм в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, что сопровождалось преобразованием и (или) переотложением рудных концентраций.

## Литература

- Авакян К. Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулит-гнейсовой области архея. М.: Наука, 1992. 165 с.
- Ахмедов А. М. Флишодные формации нижнего протерозоя Карело-Кольского региона и их корреляция // Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона. Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1985. Т. 239. С. 44–56.
- Ахмедов А. М., Крупеник В. А. Литолого-геохимическое изучение опорных разрезов терригенно-карбонатных комплексов раннего протерозоя. Методические рекомендации. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 1995. 63 с.
- Балашов Ю. А., Федотов Ж. А., Скуфьин П. К. Rb-Sr-датирование нижней вулканогенной толщи печенгского комплекса (Кольский полуостров) // Геохимия. 1993. № 12. С. 1769–1774.
- Баржицкий В. В. Космогеологическая карта дочетвертичных образований северо-восточной части Балтийского щита (Мурманская область и север Карельской АССР). Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка. Киев: 1988. 86 с.
- Батиева И. Д., Бельков И. В., Ветрин В. Р. и др. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 264 с.
- Батиева И. Д., Бельков И. В., Ветрин В. Р. и др. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 176 с.
- Бельков И. В., Загородный В. Г., Предовский А. А. и др. Опыт разработки сводной схемы стратиграфии докембрия Кольского полуострова // Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 141–150.
- Бибилова Е. В., Мельников В. Ф., Авакян К. Х. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст // Петрология. 1993а. Т. 1. № 2. С. 215–234.
- Бибилова Е. В., Шельд Т., Богданова С. В., Другова Г. М., Лобач-Жученко С. Б. Геохронология беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. 1993б. № 10. С. 1393–1411.
- Бибилова Е. В., Ветрин В. Р., Кирнозова Т. И. и др. Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины // ДАН. 1993. Т. 332. № 3. С. 360–363.
- Ветрин В. Р. Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1984. 124 с.
- Ветрин В. Р. Петрология гранитоидов южного обрамления Печенги (Кольский полуостров) // Изв. АН СССР. Сер.: Геол., 1988. № 6. С. 20–33.
- Вревский А. Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы. Л.: Наука, 1989. 143 с.
- Галдин Н. Е., Егоркин А. В., Коновалова В. Е., Эренбург М. С. Объемная модель глубинного строения земной коры района заложения Кольской скважины СГ-3 по данным детальных работ МОВЗ-ГСЗ и материалам бурения // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 159–168.
- Геология Карелии // Под ред. В. А. Соколова. Л.: Наука, 1987. 231 с.
- Глебовицкий В. А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего протерозоя в восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 7–24.
- Гриненко Л. Н., Смолькин В. Ф. Изотопный состав и содержание серы в ферропикритах и габбро-верлитах Печенгской зоны // Геохимия. 1991. № 9. С. 1250–1261.
- Дистлер В. В., Филимонова А. А., Гроховская Т. Л., Лапутина И. П. Платиновые металлы в медно-никелевых рудах Печенгского рудного поля // Геология рудных месторождений. 1989. № 6. С. 3–17.
- Дук Г. Г., Кольцова Т. В., Бибилова Е. В. и др. Проблемы глубинного петрогенеза и возраста пород Кольской сверхглубокой скважины // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 72–86.
- Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.–Л.: Наука, 1964. 207 с.
- Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изученности и проблемы). Л.: Наука, 1983. 96 с.
- Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 111 с.
- Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов) // Под ред. С. Б. Лобач-Жученко. Л.: Наука, 1988. 215 с.
- Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита // Под ред. К. О. Кратц. Л.: Наука, 1983. 303 с.
- Казанский В. И., Кузнецов О. Л., Кузнецов А. В. и др. Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: Опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 6. С. 500–519.
- Кратц К. О., Глебовицкий В. А., Былинский Р. В. и др. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.
- Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
- Кременецкий А. А. Метаморфизм основных пород докембрия. М.: Наука, 1979. 112 с.
- Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.
- Лизинский М. Д., Ланев В. С. Сейсмический разрез участка бурения Кольской сверхглубокой скважины // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 131–147.

*Литвиненко И. В.* Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита // Геофизика. 27 геол. конгресс. С-08. М., 1984. С. 9–20.

*Литвиненко И. В., Ленина И. С.* Некоторые результаты изучения сейсморазведкой глубинного строения Печенгской структуры // Геология и глубинное строение верхней части Балтийского щита. Л., 1986. С. 139–147.

*Мележик В. А., Предовский А. А.* Геохимия раннепротерозойского литогенеза. Л.: Наука, 1982. 208 с.

*Миляновский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.

*Минц М. В.* Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. 1. Ранний протерозой // Геотектоника. 1993. № 1. С. 39–56.

*Минц М. В.* Палеогеодинамические реконструкции геологической эволюции северо-востока Балтийского щита // Геологическое картирование раннедокембрийских комплексов. М.: Роскомнедра, 1994. С. 136–218.

*Митрофанов Ф. П., Яковлев Ю. Н., Смирнов Ю. П. и др.* Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР, 1991. 186 с.

*Митрофанов Ф. П., Балаганский В. В., Балашов Ю. А. и др.* U–Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // ДАН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95–98.

*Негруца В. З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.

*Петров В. П., Беляев О. А., Волошина И. М. и др.* Метаморфизм супракрасталльных комплексов раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита). Л.: Наука, 1986. 272 с.

*Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М.* Геохимия Печенгского комплекса (метаморфизованные осадки и вулканы). Л.: Наука, 1974. 139 с.

*Предовский А. А., Мележик В. А., Болотов В. И. и др.* Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 185 с.

*Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона* // Под ред. В. А. Соколова. Петрозаводск: Изд. Кар. филиала АН СССР, 1976. 72 с.

*Пушкарев Ю. Д., Рюнгенен Г. И., Смолькин В. Ф., Шуркина Л. К.* Геохимия изотопов свинца в связи с особенностями формирования рудообразующих систем никеленосных базит-гипербазитов Кольского полуострова // Изотопная геохимия процессов рудообразования. М.: Наука, 1988. С. 150–166.

*Пушкарев Ю. Д.* Мегациклы в эволюции системы кора – мантия. Л.: Наука, 1990. 216 с.

*Пухтель И. С., Журавлев Д. З., Куликова В. В. и др.* Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) // ДАН СССР. 1991. Т. 317. № 1. С. 197–202.

*Радченко А. Т., Балаганский В. В., Виноградов А. Н. и др.* Докембрийская тектоника северо-восточной части

Балтийского щита (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:500 000). СПб.: Наука, 1992. 110 с.

*Радченко А. Т., Балаганский В. В., Басалаев А. А. и др.* Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000. Препринт. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. 95 с.

*Рундквист Д. В., Митрофанов Ф. П.* Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 440 с.

*Семихатов М. А., Шуркин К. А., Аксенов Е. М. и др.* Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–14.

*Семихатов М. А.* Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнения // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 6–20.

*Сергеев С. А., Левченко О. А., Лобач-Жученко С. Б., Яковлева С. З.* 3.5 млрд. лет – древнейший возраст, установленный для докембрия Балтийского щита // ДАН СССР. 1989. Т. 308. № 4. С. 942–945.

*Смолькин В. Ф.* Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.

*Смолькин В. Ф.* Кольская (Печенгско-Варзугская) рифтогенная система // Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Недра, 1993. С. 24–63.

*Смолькин В. Ф., Балашов Ю. А., Хански Е. и др.* Изотопный возраст ферропикритовой вулканоплутонической ассоциации Печенгской зоны // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. М.: Наука, 1993. С. 56–72.

*Смолькин В. Ф., Митрофанов Ф. П., Аведисян А. А. и др.* Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1995. 256 с.

*Смолькин В. Ф., Скуфьин П. К., Митрофанов Ф. П., Мокроусов В. А.* Стратиграфия и вулканизм раннепротерозойской Печенгской структуры (Кольский полуостров) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. № 1. С. 82–100.

*Строение литосферы Балтийского щита* // Под ред. Н. В. Шарова. М.: ВИНТИ, 1993. 166 с.

*Хаин В. Е.* Эволюция геологических обстановок в истории Земли // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука. 1993. С. 29–37.

*Шарков Е. В., Ляхович В. В., Леднева Г. В.* Петрология раннепротерозойского друзитового комплекса Беломорья, о-в Пезжостров, Северная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2. № 5. С. 511–531.

*Шаров Н. В.* Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1993. 145 с.

*Шаров Н. В., Виноградов А. Н., Галдин Н. Е. и др.* Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1997. 226 с.

- Щеглов А. Д., Москалева В. Н., Марковский Б. А. и др. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Недра, 1993. 244 с.
- Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии // Под ред. И. Д. Батиевой, А. Н. Виноградова. СПб.: Наука, 1991. 198 с.
- Alapieti T. T. et al. Early Proterozoic layered intrusions in the Northeastern part of the Fennoscandian Shield // *Miner. Petrol.* 1990. V. 42. P. 1–22.
- Amelin Yu. V., Heaman L. M., Semenov V. S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // *Precambrian Res.* 1995. V. 75. 1–2. P. 31–46.
- Barbey P., Convert J., Moreau B. Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogenic belt: the granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 1984. № 56. Part. 1–2. P. 161–188.
- Bayanova T. B., Balashov Yu. A. Geochronology of Paleoproterozoic layered intrusions and volcanites of the Baltic (Fennoscandian Shield) // *Norg. geol. under. Spec. Publ.* 7. 1995. P. 75–80.
- Bayanova T., Smolkin V. F. U-Pb isotopic study of the layered intrusions of the northern Pechenga area, Kola Peninsula // Program and Abstracts IGCP Project 336 Symposium in Rovaniemi, Finland, August 21–23, 1996. University of Turku, Publ. 33. 1996. P. 49.
- Balashov Yu. A., Bayanova T. B., Mitrofanov F. P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // *Precambrian Res.* 1993. V. 64. № 1–4. P. 197–205.
- Berthelsen A., Marker M. Tectonics of the Kola collision suture and adjacent Archaean and Early Proterozoic terrains the northeastern region of the Baltic Shield // *Tectonophysics.* 1986. V. 126. P. 31–55.
- Bernard-Griffiths J., Peucat J. J., Postaire B. et al. Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // *Precambrian Res.* 1984. V. 23. P. 225–342.
- Brugmann G. E., Hanski E. J., Smolkin V. F. Geology and Geochemistry volcanic rocks and Nickel-bearing intrusions of the Pechenga Complex, Kola Peninsula, USSR // Twelfth ore deposits workshop. Dep. Geology University of Toronto, December 11–13, 1991. 38 p.
- Buyanov A. F., Glaznev V. N., Mitrofanov F. P., Raevsky A. B. Three-dimensional modelling of the Lapland Granulite Belt and adjacent structure of the Baltic Shield from geophysical data // *Norg. geol. under. Spec. Publ.* 7. 1995. P. 167–178.
- Dobrzhinetskaya L. F., Nordgulen O., Vetrin V. R., Cobbing J., Sturt B. A. Correlation of the Archaean rocks between the Sorvaranger area, Norway, and Kola Peninsula, Russia (Baltic Shield) // *Norg. geol. under. Spec. Publ.* 7. 1995. P. 7–28.
- Gaal G., Gorbatschev R. An Outline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield // *Precambrian Res.* 1987. V. 35. P. 15–52.
- Gorbatschev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // *Precambrian Res.* 1993. 64. P. 3–21.
- Haapala I., Front K., Rantala E., Vaarma M. Petrology of Nattanen-type granite complexes, Northern Finland // *Precambrian Res.* 1987. V. 35. P. 225–240.
- Hanski E., Huhma H., Smolkin V. F., Vaasjoki M. The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, USSR // *Bull. Geol. Soc. Finl.* 1990. № 62. 2. P. 123–133.
- Hanski E. J. Petrology of the Pechenga ferropicrites and cogenetic, Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia. Academic Dissertation // *Geol. Surv. Finl. Bull.* 367. Espoo. 1992. 192 p.
- Hanski E. J., Smolkin V. F. Iron- and LREE-enriched mantle source for Early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula, Russia // *Lithos.* 1995.
- Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland // *Geol. Surv. Finl. Bull.* 337. Espoo. 1986. 48 p.
- Huhma H., Cliff R. A., Perttunen V., Sakko M. Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with Early Proterozoic continental rifting: The Perapohja schist belt in northern Finland // *Contrib. Miner. Petr.* 1990. 104. № 3. P. 369–379.
- Karhu J. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // *Geol. Surv. Finl. Bull.* 371. Espoo. 1993. 87 p.
- Kazansky V. I., Lobanov K. V. On the Boundaries and Metallogeny of the Pechenga Ore District (Baltic Shield) // *Geology of Ore Deposits.* 1996. V. 38. № 1. P. 92–97.
- Kesola R. Taka-Lapin metavulkaniitit ja niiden geologinen ymparisto. Summaru: metavolcanic and associated rocks in the northernmost Lapland // *Geol. Surv. Finl. Report of Investigation* 107. Espoo. 1991. 62 p.
- Kontinen A. An Early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northern Finland // *Precambrian Res.* 1987. V. 35. P. 313–341.
- Levchenkov O. A., Levsky L. K., Nordgulen O. et al. U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway, and the western part of the Kola Peninsula, Russia // *Norg. geol. under. Spec. Publ.* 7. 1995. P. 29–48.
- Marker M. Early Proterozoic (c. 2000–1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis // *Nor. Geol. Unders. Bull.* 403. 1985. P. 5574.
- Melezhik V. A., Hudson-Edwards K. A., Skuf'in P. K., Nilson L.-P. Pechenga area, Russia – Part 1: geological

setting and comparison with Pasvik, Norway // Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.). 1994. 103. P. B129-145.

*Melezhik V. A., Sturt B.F.* General geology and evolutionary history of the Early Proterozoic Polmak – Pasvik – Pechenga – Imandra // Varzuga – Ust’Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield // Earth-Science Reviews. 36. 1994. P. 205-241.

*Mitrofanov F. P., Pozhilenko V. I., Smolkin V. F. et al.* Geology of the Kola Peninsula. Apatity. 1995a. 145 p.

*Mitrofanov F. P., Balagansky V. V., Balashov Yu. A. et al.* U-Pb age of gabbro-anorthosite massifs in the Lapland Granulite Belt // Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7. 1995b. P. 179-184.

*Mitrofanov F. P.* Lapland-Kola-Belomorian intracratonic deep collisional area («collision») – an ensemble of infracrustal domains and supra-crustal terrains // Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization. 9th Meeting of the Association of European Geological Societies, 4-15 September 1995, St. Petersburg. Abstracts. St. Petersburg, 1995. P. 72-73.

*Papunen H., Gorbunov G. I.* (Eds.). Nickel-copper deposits of the Baltic Shield and Scandinavian Caledonides // Geol. Surv. Finland. Bull. 333. 1985. 394 p.

*Rundqwist D. V., Mitrofanov F. P.* (Eds.). Precambrian geology of the USSR // Elsevier, 1993. 528 p.

*Smolkin V. F., Skuf’in P. K., Mokrousov V. A.* Stratigraphic position, geochemistry and genesis of volcanic associations of the Early Proterozoic Pechenga area // Norg. geol. unders. Spec. Publ. 7. 1995. P. 93-110.

*Smolkin V. F.* The Early Proterozoic (2.5-1.7 Ga) midcontinent rift system of the Northeastern Baltic

Shield // Can. J. Earth Sci., 1997. V. 34. № 4. P. 426-443.

*Timmerman M. J., Daly S. J.* Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland – Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // Precambrian Res. 1995. V. 72. P. 97-107.

*Vaasjoki M., Sakko M.* The evolution of the Raahe-Ladoga zona in Finland // Bull. Geol. Soc. Finl. 1988. 343. P. 7-32.

*Vuollo J., Piirainen T., Huhma H.* Two Early Proterozoic tholeiitic diabase dyke swarms in the Koli-Kaltimo area, Eastern Finland-their geological significance // Geol. Surv. Finl. Bull. 367. Espoo. 1992. 32 p.

*Vrevsky A., Krinsky R., Svetov S.* Rare earth and isotopic (Nd, Oo) heterogeneity of the Archaean mantle, Baltic Shield // T.S. Brewer (Ed.). Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. Geol. Society Spec. Publ. 1996. P.43-53.

*Walker R. J., Morgan J. W., Hanski E. J., Smolkin V. F.* The role of Re-Os isotope System in Deciphering the origin of magmatic ores: a tale of THREE ores // Ontario Geol. Surv. Spes. Publ. № 5. 1994.

*Welin E.* The depositional evolution of the Svecofenian supracrustal sequence in Finland and Sweden // Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 95-113.

*Windley B. F.* Precambrian Europe // D. Blandell, R. Freeman, S. Mueller (Eds.). A Continent Revealed. The European Geotraverse. Cambridge University Press. 1992. P. 139-152.

*Zhamaletdinov A. A., Ronning J. S., Live O. B. et al.* Geoelectrical investigation with «Khibiny» source in the Pechenga-Pasvik area // Norg. Geol. Unders. Spec. Publ. 7. 1995. P.339-347.

## Глава 2

НОВЫЕ ГЕОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О РАЗРЕЗЕ  
КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

## Введение

Геопространство Кольской сверхглубокой скважины является областью, сложенной преимущественно докембрийскими осадочно-метаморфическими породами. Эрозия, глубина которой по некоторым оценкам достигает 5–15 км, вскрывает глубокие горизонты древнейших орогенных поясов, разделенных внутренней тектоникой и позднейшими движениями на ряд структурных зон. Их пространственная разобщенность, глубокий метаморфизм, различия в разрезах даже смежных структур, а также недостаточная обнаженность — все это затрудняло разработку региональной и местной стратиграфических шкал. В связи с изложенным стратиграфическое разделение докембрия и, в особенности, глубокометаморфизованных отложений остается одной из насущнейших задач в исследовании глубинного строения земной коры.

Кольская сверхглубокая скважина, пройденная в Северо-Печенгской зоне Кольской субпровинции, внесла существенный вклад в рассеяние ореола непознаваемости докембрия, вскрыв разрез земной коры континентального типа на глубину 12262 м. Важное значение этого определяется не только гигантским вертикальным размахом, но и получением прямой объемной информации при последовательном пересечении нижнепротерозойского (карельского) и подстилающего архейского (кольско-беломорского) комплексов пород. В разрезе скважины проведены следующие комплексные исследования горных пород в кернах: геологические, минералогические, петрофизические, геохимические, структурные, радиологические, сейсмоакустические, ядерно-физические, магнитные, электрические, тепловые и технологические.

Дополнительные перспективы в составлении стратотипа земной коры открылись и вследствие того, что ниже границы протерозоя с археем из первого ствола глубиной 0–11 662 м пробурено еще три ствола в интервалах 9360–12 066 м, 7000–12 262 м и 9653–11 882 м (рис. 2.1). В связи с этим НПЦ «Кольская сверхглубокая» обладает богатейшей объемной геологической, структурной, петрофизической и геофизической информацией. Стратотипы карельского и кольско-беломорского комплексов изучены и прослежены по вертикали и латерали на десятки километров, что позволяет перевести их из категории местных стратотипов в региональные.

Стратиграфическая информативность разреза (Архейский комплекс..., 1991; Кольская сверхглубокая, 1984) весьма высока в связи с сохранением достоверных генетических признаков — первичных структур, текстур и взаимоотношений туфогенно-осадочных, вулканических, интрузивных и метаморфогенных пород в разной степени метаморфизованных толщ (от пренит-пумпеллитовой до амфиболитовой высокотемпературной фаций метаморфизма), что обуславливает применимость четырех основных принципов стратиграфии: Стенона, Гексли, Мейенна, Степанова–Месежникова (Стратиграфический кодекс, 1992).

Существенную помощь в стратиграфическом видении глубочайшего разреза «немых» толщ оказало выделение и прослеживание геологических тел и границ по «несобственным» (Косыгин, 1983) признакам на основе корреляционных соотношений между основными стратиграфическими подразделениями, имеющими геосистемную природу, и специальными, устанавливаемыми с помощью петрофизических и геофизических методов (измерение в кернах магнитных, упругих, плотностных, электромагнитных, радиоактивных и тепловых свойств и геофизический каротаж в скважине).

Использование перечисленных методов в комплексе с детальными геологическими и литолого-стратиграфическими исследованиями позволило установить ритмичность и цикличность изменения вещественного состава пород и их физических и петрохимических характеристик в изученном разрезе СГ-3 (рис. 2.2). Это представляет несомненный интерес и новизну по сравнению с ранее опубликованными материалами.

В табл. 2.1 приведена схема стратиграфического расчленения карельского и кольско-беломорского комплексов в разрезе СГ-3 с выделенными как общими, так и региональными и местными подразделениями. Для каждой из этих групп использованы соответствующие таксонометрические единицы, отвечающие различным ранговым уровням — от свит и толщ до пачек и опорных горизонтов.

Рассмотрим результаты применения современных методов изучения и расчленения «немых» докембрийских структурно-вещественных комплексов, представленных в разрезе СГ-3 нижнепротерозойским и верхнеархейским стратотипами.

Стратиграфические подразделения						Литолого-стратиграфическая колонка	Глубина, м по скважине (по оси Z)	
Группа	Комплекс	Надгоризонт	Серия	Свита (толща)	Панка			
ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ КАРЕЛЬСКИЙ	Людиковский	Пильгуйвинская	Матертская		5		1059,0	
					4			
					3			
					2			
					1			
					9			
					8			
					7			
					6			
					5			
	Верхне-Ятулийский	Колосюкская	Ждановская			4		2805,0
						3		
						2		
						1		
						7		
						6		
						5		
						4		
						3		
						2		
Нижне-Ятулийский	Кузьярвинская	Заполярическая			1		4673,0	
					2			
					3			
					4			
					5			
					6			
					7			
					8			
					9			
					10			
Сариолгийский	Амалахтинская	Маярвинская			1		6835,0	
					2			
					3			
					4			6842,0
Телевинская							6817,0	
Лучлом-польская							4844,0	
Пирттиярвинская							5642,0	
Кувернердинъюкская							5717,0	

Стратиграфические подразделения					Литолого-стратиграфические колонки	Глубина, м по скважине (по оси Z)							
Группа	Комплекс	Надгоризонт	Серия	Панка									
АРХЕЙСКАЯ КОЛЬСКО-БЕЛОМОРСКИЙ			Тальинская	I Тальинская	4		7622,0 (7591,0)						
					3								
					2								
					1								
					6								
					5								
					4								
					3								
					2								
					1								
			III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	1		9456,0 (9405,0)
											2		
											3		
											1		
											1-2		
											2		
											1		
											1-3		
											4		
											3		
2													
1													
2													
1													
3	11662,0 (11563,0)												
2	12066,0 (11904,0)												
1	12262,0 (12220,0)												

а

б

## 2.1. Метаосадочные породы карельского комплекса и их ритмичность

СГ-3, заложенная в верхней части Северо-Печенгской зоны людиковийского надгоризонта свиты матер (Смолькин, Митрофанов и др., 1995), пересекает карельский комплекс в интервале 7–6842 м. Стратиграфия, структура и вещественный состав раннепротерозойских стратоноров карельского комплекса были изучены в результате различных геолого-съёмочных, геофизических и специальных научно-исследовательских работ, проведенных в период комплексного изучения глубинного строения земных недр сверхглубоким бурением. Результаты этого изучения были изложены в ряде крупных монографий и публикаций (Кольская сверхглубокая..., 1984; Кременецкий, Овчинников, 1983, 1986; Магматические..., 1986; Архейский комплекс..., 1991; Методические..., 1992; Смолькин, Митрофанов и др., 1995). Изучению вулканитов Северо-Печенгской зоны в рамках стратиграфических, тектонических и метаморфических программ отводилась доминирующая роль (Смолькин, 1992), и поэтому при характеристике раннепротерозойской части разреза СГ-3 внимание будет акцентировано на новой информации, полученной о лито-, магнито-, сейсмо-, ядерно-физических и ритмостратиграфических подразделениях туфогенно-осадочных свит карельского комплекса.

Исследование магнитных характеристик пород в разрезе СГ-3 (Архейский комплекс..., 1991; Кольская сверхглубокая..., 1984), а также пород Печенгской структуры по латерали позволило использовать эти параметры для выделения магнитостратиграфических и палеомаг-

нитных подразделений. По интенсивности наблюдаемого магнитного поля  $\Delta Z$  и магнитным свойствам пород выделяются два маркирующих горизонта: пирттиярвинская и ждановская свиты (см. рис. 2.2). Для построения палеомагнитной шкалы карельского комплекса были использованы ориентированные образцы из коллекций НПЦ СГ-3 и ГИ КНЦ РАН. Установлено, что большинство пород оказываются метастабильными при чистке переменным магнитным полем и температурой. Причем последний метод оказался менее эффективным, так как при нагревании пород отмечается изменение магнитной восприимчивости, что, по-видимому, связано с фазовыми переходами в ферромагнитных минералах, представленных в разрезе СГ-3 в основном магнетитом и сульфидами. Тем не менее, породы Печенгской структуры вследствие своего ритмичного строения являются вполне благоприятным объектом для палеомагнитных реконструкций, подтвержденных геологическими тестами.

Надежными представляются палеомагнитные подразделения пород нижней части лучломпольской свиты, в которой рудные минералы представлены магнетитом и гематитом в образцах, равномерно отобранных из обнажений осадочной толщи. Возраст образования естественной остаточной намагниченности в таких осадках может быть связан только с определенными моментами в их геологической истории: с эпохой осадконакопления и складчатости и эпохой метаморфизма. Полученные палеомагнитные возрасты (по траектории миграции палеополуса для Балтийского щита; Краснова, 1994) согласуются с геохронологическими датировками (Смолькин, Митрофанов и др., 1995).

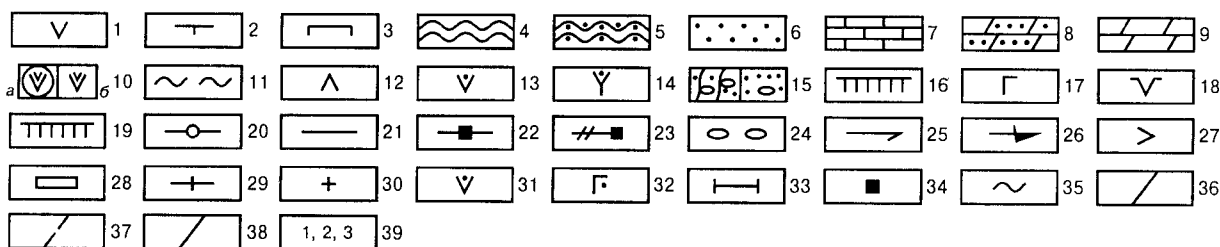
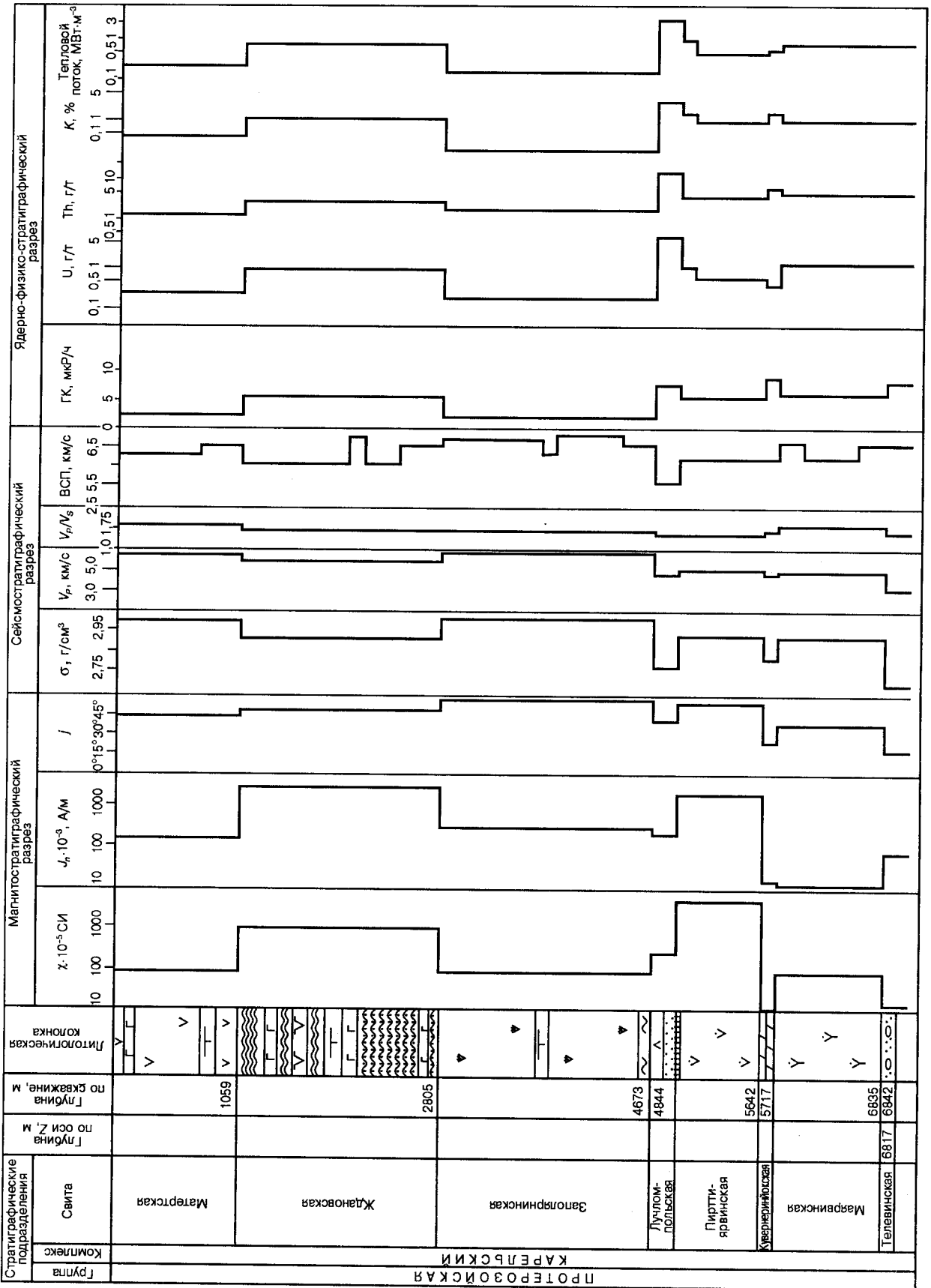
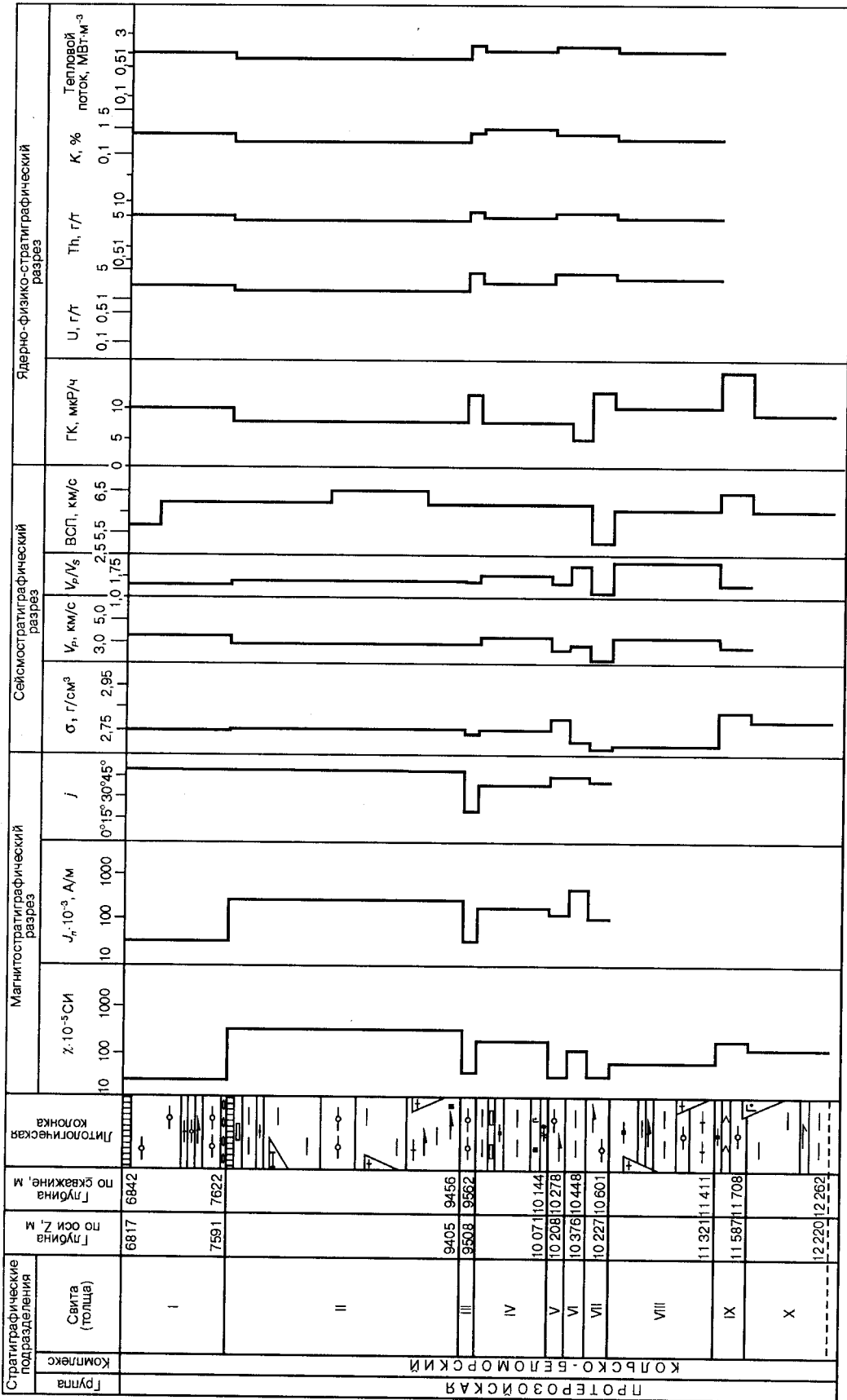


Рис. 2.1. Литолого-стратиграфические корреляционные колонки нижнепротерозойского (карельского) и верхнеархейского (кольско-беломорского) комплексов метаморфических пород в разрезе СГ-3 (интервал 0–12 262 м):

а — карельский комплекс; б — кольско-беломорский комплекс. Карельский комплекс: 1 — metabазальты; 2 — основные метатUFFы, туфогенно-осадочные породы; 3 — пироксеновые и пикритовые метапорфиры; 4 — алевриты, песчаники, филлиты; 5 — олиго- и полимиктовые песчаные доломиты; 6 — аркозовые песчаники; 7 — карбонатные породы (доломиты, песчаные доломиты); 8 — доломитовые метапесчаники; 9 — метадоломиты; 10 — актинолитизированные метадиабазы: а) «шаровых лав», б) покровов; 11 — тальк-биотит-плагиоклазовые сланцы и милониты (по ультраосновным породам); 12 — метадациты, метариолиты; 13 — метатрахибазальты, метатрахидезитобазальты и одноименные сланцы по ним, метатрахиты; 14 — метаандезиты, metabазальты, метапикритобазальты и одноименные сланцы по ним; 15 — косослоистые метапесчаники с прослоями конгломератов, гравелитов; 16 — метаморфизованная кора выветривания; 17 — габбро, габбро ортоклазовое; 18 — серпентинизированные перидотиты (верлиты); 19 — метаморфизованная кора выветривания; 20 — биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ); 21 — биотит-плагиоклазовые гнейсы с высококальциевыми минералами (ВКМ); 22 — амфибол-магнетит-кварцевые сланцы (железистые кварциты); 23 — эпидот-магнетит-биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы и одноименные гнейсы; 24 — мета-конгломераты; параамфиболиты; 25 — эпидот-биотит-роговообманковые, 26 — гранат-роговообманковые, 27 — куммингтонит-роговообманковые, 28 — клинопироксен-роговообманковые (эпидотитсодержащие) и эпидот-роговообманковые; 29 — син- и позднескладчатые плагиомигматиты, граниты и пегматиты; 30 — постскладчатые порфириновые граниты и пегматиты; ортоамфиболиты высокотитаножелезистых метадоломитов и метапикритов: 31 — аподиабазовые (роговообманковые, бластоминдалекаменные); 32 — апогаббровые (сфен- и диопсидсодержащие роговообманковые, ильменит-магнетит-роговообманковые, гранат-клинопироксен-роговообманковые); 33 — ультрамафитовые (биотит-актинолит-антофиллитовые и тальк-биотит-актинолит-антофиллитовые, сланцеватые); 34 — магнетит; 35 — хлоритизация; 36 — контакты слоев, тел; 37, 38 — границы соответственно пачек и свит (толщ); 39 — номера стволов в хронологической последовательности



а



6

Рис. 2.2. Магнито-, сейсмо- и ядерно-физико-стратиграфический разрез по скважине СГ-3; ядерно-физико-стратиграфический разрез построен по данным Kremenetsky et al., 1989; условные обозначения см. на рис. 2.1

Таблица 2.1

**Схема стратиграфического расчленения карельского  
и кольско-беломорского комплексов в разрезе СГ-3**

Общие стратиграфические подразделения		Региональные стратиграфические подразделения			Местные стратиграфические подразделения						
Акротема (группа)	Эонотема	Эратема	Комплекс	Надгоризонт	Серия	Свита	Мощность истинная, м	Пачка	Мощность истинная, м		
ПРОТЕРОЗОЙ	НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ		КАРЕЛЬСКИЙ	Людиковийский	Пильгуярвинская	Матерт	757	5	252		
								4	185		
								3	115		
								2	83		
								1	122		
						Ждановская	1247	9	72		
								8	231		
								7	221		
								6	238		
								5	94		
								4	81		
								3	66		
								2	111		
								1	133		
								Верхнеятулийский	Колосйокская	Заполяринская	1412
				6	487						
				5	91						
				4	223						
				3	286						
				2	94						
				1	98						
				Лучломпольская	195	2	146				
						1	49				
						Пирттиярвинская	678			4	77
										3	222
				2	260						
				1	119						
Куэтсарвинская	71	2	40								
		1	31								
		Сариолийский	Ахмалахтинская	Маярвинская	1011	3	273				
2	415										
1	323										
Телевинская	5	1	5								

Продолжение табл. 2.1

Общие стратиграфические подразделения		Региональные стратиграфические подразделения			Местные стратиграфические подразделения										
Акротема (группа)	Эонотема	Эратема	Комплекс	Надгоризонт	Серия	Свита	Мощность истинная, м	Пачка	Мощность истинная, м						
АРХЕЙ	ВЕРХНИЙ АРХЕЙ (ЛОПИЙ)	ВЕРХНИЙ ЛОПИЙ	КОЛЬСКО-БЕЛОМОРСКИЙ	?	Тальинская	Тальинская I	703	4	126						
		3						136							
		2						247							
		1						194							
		НИЖНИЙ ЛОПИЙ			НИЖНИЙ ЛОПИЙ	НИЖНИЙ ЛОПИЙ	КОЛЬСКО-БЕЛОМОРСКИЙ	?	Кольская	II	1341	6	220		
												5	173		
												4	198		
												3	150		
												2	379		
												1	221		
												III	71	2	40
														1	31
												IV	418	3	159
														2	189
										1	70				
										V	129	2	33		
												1	96		
										VI	169	2	78		
												1	91		
												VII	141	3	25
										2	78				
										1	38				
		VIII			483	4	170								
						3	153								
						2	50								
						1	110								
		IX			225	2	43								
						1	182								
X	420	3	49												
		2	132												
		1	239												

Анализ палеомагнитных материалов показал, что на диаграммах Зийдервильда выделяются, как правило, две компоненты, одна из которых соответствует времени образования пород, а вторая, отмечаемая в породах всех изученных свит, — времени метаморфизма. Сравнение наклонов векторов естественной остаточной намагниченности (ЕОН) в протерозойских и архейских породах показало, что средние значения этого параметра близки, т.е. формирование этих компонент происходило на близких палеоширотах. Следовательно, их пространственные взаимоотношения не менялись в процессе формирования Печенгской структуры. Связь наклона вектора ЕОН с углами залегания слоистости пород и отношением скоростей продольных и поперечных упругих волн как индикатора преобладающих (горизонтальных или вертикальных) напряжений (рис. 2.3) несомненно свидетельствует о влиянии на магнитные характеристики деформации пород в процессе тектогенеза.

свите девять пачек, петрофизические характеристики и вещественный состав которых приведены в табл. 2.2. В свою очередь пачки (мезоритмы) состоят из подпачек (микроритмов), представляющих закономерную смену в вертикальном разрезе нескольких слоев или чередование элементарных ритмов. Туфогенно-осадочные породы ждановской свиты, прослеженные по падению более 3 км, как и на поверхности, слабо метаморфизованы в пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой (эпидот-хлоритовая субфация) фациях метаморфизма. Благодаря этому наблюдается четкая корреляция между подразделениями свиты на поверхности и ее аналогами в разрезе скважины, составом пород; их сочетание и степень метаморфизма аналогичны или отличаются незначительно.

Все литотипы туфогенно-осадочных пород, слагающие слои, пачки, свиты и ритмы, могут быть разделены по размерам слагающих их обломков на четыре группы фракций: грубообломочную, псаммитовую, алевритовую и пелитовую. К грубообломочной фракции отнесены все

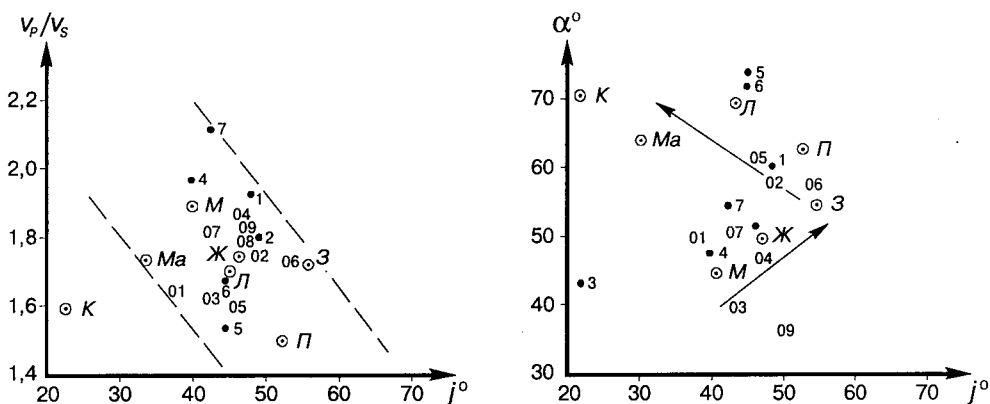


Рис. 2.3. Связь между наклонами векторов ЕОН  $j$ , отношением скоростей продольных и поперечных упругих волн  $V_p/V_s$  и углами залегания  $\alpha$  слоистости пород:

карельский комплекс, свиты: *Ma* — маярвинская, *K* — кувернеринюкская, *Л* — лучломпольская, *Ж* — ждановская, *П* — пиритиярвинская, *З* — заполярнинская, *М* — матергская; 01–09 — пачки ждановской свиты; 1–7 — кольско-беломорский комплекс, толщи (стрелками показан тренд изменения наклона векторов ЕОН в зависимости от возраста пород)

Последовательность отложений и их устойчивая ритмичность, изученная ранее на поверхности (Бекасова, 1978; Загородный и др., 1964; Колесников, Тюремов, 1982), полностью подтверждена разрезом скважины СГ-3, вскрывшей в интервале глубин 0–6842 м восемь переслаивающихся свит, соответствующих четырем надгоризонтам и сериям (см. табл. 2.1). Формирование этих свит происходило в условиях определенной цикличности тектонофизических процессов, которые обусловили ритмичность изменения их мощности, а также петрофизических и петрохимических параметров пород.

Сопоставление в туфогенно-осадочных породах признаков ритмичности, присущих флишевым образованиям, поверхностей напластования, текстур и физико-механических свойств позволили выделить в ждановской

разновидности конгломератов, седиментогенных брекчий и псефитовых туфогенных пород, к псаммитовой — песчаники, туфонесчаники и туффиты, к алевритовой — алевролиты и туфогенные алевролиты, к пелитовой — филлиты и туфопелиты. На диаграмме изменения фракционного состава осадочных пород (рис. 2.4) отчетливо прослеживается уменьшение доли псаммитового материала от подошвы к кровле ждановской свиты и увеличение доли пелитовой фракции. При изучении частоты переслаивания туфогенно-осадочных пород в разрезе свиты (средневзвешенное число слойков, приходящееся на 1 м толщины слоя) установлен литологический ряд, в котором частота слойков возрастает от грубообломочных к псаммитам, алевритам и пелитам, достигая в последних 200, а в отдельных случаях 400–500.

Таблица 2.2

Петрофизические характеристики и вещественный состав вулканогенно-осадочных ритмостратиграфических стратотипов ждановской свиты

Пачки	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$V_p$ , м/с	$V_p/V_s$	$F$	$M$	$A$	CaO MgO	$f$	пел псм
gd <sub>9</sub>	2,88/446	6330/12	1,82	0,53/5	0,23	5,11/7	0,74	0,46/5	1,76
gd <sub>8</sub>	2,89/1216	6080/7	1,80	0,63/3	0,40	5,35/5	1,16	0,31/3	5,50
gd <sub>7</sub>	2,92/1390	6130/7	1,80	0,42/11	0,10	2,33/13	0,22	1,02/11	5,00
gd <sub>6</sub>	2,86/1322	5880/12	1,75	0,67/5	0,26	5,81/7	0,88	0,40/5	0,82
gd <sub>5</sub>	2,84/463	5740/7	1,58	0,58/6	0,26	2,50/6	1,34	0,18/6	0,47
gd <sub>4</sub>	2,96/270	6340/12	1,85	0,56/10	0,23	3,50/10	1,21	0,32/10	0,98
gd <sub>3</sub>	2,84/471	5810/12	1,61	0,77/7	0,28	10,2/7	1,34	0,32/10	0,82
gd <sub>2</sub>	2,83/339	5850/12	1,73	0,56/11	0,25	5,51/11	1,05	0,30/11	0,31
gd <sub>1</sub>	2,86/741	5530/12	1,63	0,57/15	0,28	3,82/15	0,95	0,41/16	0,73

Примечания: 1. В пачке четыре породы содержат примесь туфогенного материала. 2. В числителе приведено среднее значение, в знаменателе — число определений. 3. Условные обозначения:  $\sigma$  — плотность;  $V_p$ ,  $V_s$  — скорость соответственно продольных и поперечных упругих волн;

$$F = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO + CaO} \text{ — основность; } M = \frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3} \text{ — полевошпатовость;}$$

$$A = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO) \text{ — глиноземистость; } f = \frac{Fe_2O_3 + FeO + MgO}{SiO_2} \text{ — степень осадочной дифференциации;}$$

пел/псм — отношение пелитовой и псаммитовой фракций; CaO/MgO — степень выветривания.

В разрезе ждановской свиты отчетливо прослеживается увеличение частоты слоев от ее нижней части, где преобладают фанеромерные разности, к верхней с резким увеличением криптомерных фракций. Изложенное позволяет отнести седиментогенный мегаритм, в период которого накапливалась ждановская толща, к трансгрессивному, усложненному в подошве и кровле регрессивным макро- и мезоритмами. По совокупности ландшафтно-

палеогеографических условий и литологических признаков в разрезе ждановской свиты выделяется пять различных по объему периодов осадконакопления, отвечающих как отдельным мезоритмам в ранге пачки, так и группе пачек, соответствующих по рангу макроритму или подсите.

Первый мезоритм располагается в подошве ждановской свиты в интервале 2805–2619 м и непосредственно граничит с подстилающими свиту вулканитами. По набору различных пород он соответствует пачке и представлен главным образом филлитами и алевролитами, а также аркозовыми, полевошпат-кварцевыми и полимиктовыми песчаниками (35%) с прослоями седиментогенной брекчии. Характерной чертой этой пачки является присутствие туфогенного материала. Этот мезоритм увязывается на поверхности с пачкой А, сложенной терригенными гравийно-псаммитовыми осадками, имеющими в основании базальные сланцы (Предовский, 1980; Предовский и др., 1974). Всего А. А. Предовским в разрезе ждановской свиты выделено пять пачек.

Для первого мезоритма характерна пониженная скорость распространения упругих волн. Низкие значения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности определяются незначительным содержанием ферромагнитных минералов.

Вторая группа осадочных пород, отвечающая макроритму, находится в интервале 2619–2155 м и состоит из ряда пачек, представленных преимущественно олигомиктовыми и полимиктовыми песчаниками (50%) с существенной примесью конгломератов (4%), прослоями

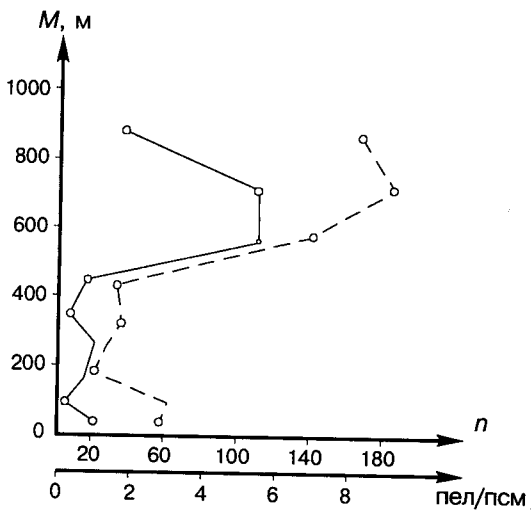


Рис. 2.4. Изменение фракционного состава пел/псм (средневзвешенные значения) осадочных пород (—) и частоты слоев n (---) в вертикальном разрезе ждановской свиты (M — толщина свиты безвулканогенных и интрузивных пород)

филлитов (30%) и алевролитов (16%), редкими прослоями песчаных известняков и карбонатизированных песчаников (0,1–0,3%) и темно-зеленых слюдисто-кремнистых филлитов. Макроритм, встреченный в скважине в интервале 2619–2155 м, прослеживается по восстанию пласта и на поверхности соответствует пачке терригенного происхождения (Б), алевритопелитовой по составу и мощностью от 40 до 200 м.

Сложная история развития этого макроритма определила ритмичность изменения не только вещественного состава и петрохимических параметров пород, но и их петрофизических характеристик. Это позволяет надежно выделить четыре мезоритма (пачки 2–5). Характерно, что намагниченность пород в этих мезоритмах растет от подошвы к кровле, но скорость упругих волн уменьшается, так как намечается увеличение степени полевошпатовости  $M$  и выветривания пород. Последние, как известно, тесно связаны с режимами осадконакопления (трансгрессивным и регрессивным).

Третья группа туфогенно-осадочных пород (пачка 6) является маркирующим горизонтом, подстилающим новую рудную медно-никелевую зону оруденения, впервые встреченную в интервале 1541–1803 м. Эта пачка залегает в интервале 2155–1814 м на границе резкой смены условий осадконакопления. Она состоит из переслаивающихся основных туфов (14%) и филлитов (15%) с прослоями туффитов, песчаников и седиментогенных брекчий (18%), чередующихся с покровами диабазов (18%). Остальную часть разреза занимает пласт габбро. Туфогенно-осадочные породы и метабазальтовые покровы этой группы прослеживаются на значительном расстоянии на поверхности, имеют небольшую мощность (250 м), залегают между пятой и седьмой пачками и имеют на поверхности эквивалент в виде пачки туфогенно-терригенного генезиса (В). Резкая смена условий осадконакопления для пачки 6 выразилась в увеличении осадочной дифференциации  $f$ , глиноземистости  $A$ , уменьшении степени выветривания ( $CaO/MgO$ ), что свидетельствует о смене режимов формирования, т.е. о переходе от регрессивного к трансгрессивному. Для этого мезоритма характерно относительное увеличение железистости  $F$  пород (см. табл. 2.2).

Маркирующий горизонт перекрывается макроритмом, состоящим из двух мезоритмов (пачки 7 и 8), расположенных в интервале 1814–1203 м. Макроритм сложен углеродсодержащими и слюдястыми филлитами (50%) и алевролитами (40%) с редкими прослоями туфогенно-карбонатных пород, песчаников, туффитов, седиментогенных брекчий. Метаосадки данной группы отличаются повышенным содержанием углеродистого вещества (10–50%) и сульфидной вкрапленности (3–15%). Именно к породам этого макроритма приурочены пластовые интрузии гипербазитов с медно-никелевым оруденением. На поверхности этому «продуктивному» макроритму отвечает пачка туфогенного характера (Г) мощностью 150–250 м.

Повышенная насыщенность сульфидной вкрапленностью осадочных образований этого мезоритма привела к увеличению магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности пород (особенно в пачках 7 и 8), надежно коррелируемых с их железистостью, а также с плотностью и скоростями распространения упругих волн. В магнитном поле этот макроритм можно считать маркирующим и наиболее перспективным для поисков новых месторождений медно-никелевых руд, приуроченных к интрузивным породам, намагниченность которых на два порядка выше, чем у осадков.

Девятая пачка (мезоритм) туфогенно-осадочных пород слагает кровлю ждановской свиты в интервале 1203–1059 м и состоит из туфогенных осадков (65%), туфогенно-карбонатных пород (11%), туфов (9%) и согласенно залегающих тел пикритовых порфиритов (16%). Формирование этой группы пород происходило в условиях нормального ритма в период активизации вулканической деятельности, вследствие чего в составе осадков содержание туфогенного материала достигает 50%. В кровле этой пачки, обнажающейся на поверхности, залегает пикритовая туфогенная пачка (Д), в отличие от ее глубинного аналога содержащая линзы конгломератов с галькой гранитоидов.

Особенность развития этого мезоритма и насыщенность этой пачки вулканическими образованиями привели к уменьшению ее полевошпатовости, что сопровождается ростом скоростей продольных упругих волн.

Послойное изучение непрерывного разреза ждановской свиты, гранулометрической составляющей терригенных пород, характера ритмичности и изменения частоты элементарной слоистости в разрезе позволило четко стратифицировать толщу на две подсвиты.

Нижнеждановская подсвита (пачки 1–6) располагается в интервале 2805–1814 м и представлена в основном метатерригенными породами (интервал 2805–2155 м) с возрастанием к кровле эффузивной составляющей. Уверенно прослеживается увеличение снизу вверх псаммитовой и псефитовой фракций, согласующееся с регрессивным ритмом осадкообразования. Соответственно регрессивному вектору осадконакопления частота слоев уменьшается с 62 до 34. Активизация эффузивной деятельности усиливает регрессивный характер завершения ритма. Терригенные породы подсвиты представлены олигомиктовыми и полимиктовыми песчаниками с прослоями конгломератов. В породах широко распространены крупная ритмичность, параллельная, линзовидная и прерывистая слоистости, подводно-оползневые и градационные текстуры, реже встречаются косая слоистость, следы размывов, «нептунические» дайки.

В минеральном составе туфогенно-осадочных пород главными породообразующими минералами являются: кварц, полевые шпаты, серицит, флюрит, кальцит. Терригенный материал в тяжелой фракции (Магматические..., 1986) представлен актинолитом, роговой обманкой, эпидотом, моноклинным и ромбическим пироксена-

ми, алмандином, пиропом, ставролитом, пренитом, пумпеллиитом, оливином. Встречаются апатит, циркон, сфен, флюорит, турмалин, барит, корунд, рудные — пирротин, реже пирит, халькопирит, ильменит, сфалерит, галенит, арсенопирит, гематит, мартит, лимонит.

Верхнеждановская подсвита (пачки 7–9) располагается в интервале 1814–1059 м, сформирована в процессе циклического чередования регрессивно-трансгрессивных ассоциаций осадочных и вулканогенных пород. Ее строение в вертикальном сечении подобно строению нижней подсвиты: в основании макроритма преобладают терригенные породы, в верхней части — эффузивные. Накопление терригенного материала и характер переслаивания (рост частоты слоев от 137 в подошве подсвиты до 189–168 в кровле) соответствуют трансгрессивному ритму осадконакопления, осложненному местными регрессиями. Завершение макроритма совпадает с усилением эффузивной деятельности, в процессе которой образовались туфогенно-карбонатные породы, пелитовые, алевроитовые, псаммитовые и псефитовые туфы основных лав, покровы пироксеновых порфиритов. В основании этой подсвиты в интервалах 1541–1677; 1756–1788 и 1802–1808 м вскрыты три массива метапелитов, несущих медно-никелевое оруденение.

Минеральный состав пород верхней подсвиты отличается от состава одноименных пород нижней подсвиты лишь большей долей туфогенной составляющей в виде обломков диабазов, вулканического стекла и разложенного пеплового материала. Наличие подводно-оползневых текстур, синдиагенетических подвижек и увеличение угла залегания пород от подошвы к кровле ждановской свиты свидетельствуют о сокращении палеобассейна к концу ее формирования в результате регрессии и интенсивной вулканической деятельности. Комплексное исследование физических свойств горных пород как в лабораторных условиях, так и по данным ГИС позволяет рассматривать туфогенно-осадочный комплекс ждановской свиты как надежный маркирующий горизонт, отличающийся высокой электропроводностью, обусловленной широким распространением в нем электропроводящих образований (сульфидов железа, графита и углеродсодержащих пород) и низкой открытой пористостью пород, т.е. надежными межзерновыми контактами. Верхнеждановская подсвита может рассматриваться как уверенный маркирующий горизонт по намагниченности пород, обусловленной главным образом высокой остаточной намагниченностью, которая связана с широким развитием в ней сульфидов (пирротина и др.) и тонкодисперсного магнетита.

По сравнению с верхнеждановской в нижнеждановской подсвите отмечены более низкая плотность, меньшая скорость и отношение скоростей продольных и поперечных волн, а также намагниченность пород и их удельное электрическое сопротивление. Эти геофизические характеристики тесно связаны с относительно пониженным содержанием пелитовой составляющей, более

низкими глиноземистостью и железистостью и более высокой степенью выветривания пород, установленной по величине отношения  $CaO$  к  $MgO$ . Полевошпатовость пород и степень их дифференциации и смешиваемости для обеих подсвит близки.

Нелинейность геологических процессов (Фадеев, 1993), фрактальность структурно-вещественных ансамблей (Федер, 1991, Горяинов, 1995), наблюдаемые в комплексах, аналогичных по строению ждановской свите, позволяют предполагать, что эти факторы определяют формирование в ней динамических и кинематических характеристик волновых полей и особенности распространения сейсмических волн. Ритмичность и цикличность изменчивости вещественного состава и физических параметров создали условия для формирования так называемой мутно-сейсмической среды, для которой характерно отсутствие устойчивых и протяженных сейсмических горизонтов. В таких средах при детальном сейсмическом наблюдении могут быть обнаружены достаточно уверенные прерывистые сейсмические границы, связанные или с контактами интрузивных тел, или с тектоническими нарушениями и не имеющими никакой связи с тонкими особенностями строения или вещественного состава подобных туфогенно-осадочных толщ.

Заполяринская свита, будучи мощной толщей метадиабазов, содержит в центральной части в интервале 3682–3790 м пачку туфогенно-осадочных метапород, полого падающую под углом 25–35°, видимой мощностью 108 м. Несмотря на небольшую мощность, она прослеживается на значительное расстояние на поверхности и более чем на 6 км по падению, являясь прекрасным маркирующим горизонтом.

Этот горизонт отличается от вмещающих метадиабазов пониженной плотностью, слабой намагниченностью, более низкими скоростями распространения упругих волн (табл. 2.3). По петрохимическим параметрам и петрофизическим характеристикам эта пачка аналогична туфогенно-осадочным породам нижнеждановской подсвиты.

Внешне туфогенно-осадочные породы пачки похожи на ждановские углистые туффиты и сложены в верхней части туфами и туффитами мощностью 2–4 м с прослоем туфобрекчии мощностью до 6,8 м. Нижняя часть пачки отделена от верхней покровом актинолитизированных метадолеритов (интервал 3707–3752 м) и представлена также туфами и туффитами, переслаивающимися с покровами метадиабазов и прослоями туфобрекчий. Слоистость — преимущественно ритмичная.

Лучломпольская свита, сложенная преимущественно аркозовыми метапесчаниками и карбонатными породами, залегает на размытой и переотложенной коре выветривания пиргтиярвинской вулканогенной толщи. В кровле она отделена от перекрывающей ее заполяринской вулканогенной свиты пластовым телом дацитовых и риолитовых порфиритов (4673–4784 м), приуроченным к Лучломпольскому разлому, вдоль которого развиты явления катаклаза, расщепления и милонитизации.

Таблица 2.3

## Петрофизические и петрохимические особенности туфогенно-осадочных образований заполярной свиты

Порода	Глубина залегания, м	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$\kappa \cdot 10^{-5}$ СИ	$J_n \cdot 10^{-3}$ , А/м	$V_p$ , м/с	$V_s$ , м/с	$f$	$F$	$M$	$A$
Метадиабаз	2994–3642	$\frac{3,02}{2236}$	$\frac{87}{2252}$	$\frac{319}{123}$	$\frac{6735}{90}$	$\frac{3800}{82}$	$\frac{0,44}{15}$	$\frac{0,48}{15}$	$\frac{0,19}{15}$	$\frac{1,13}{15}$
Туфогенно-осадочные образования	3682–3789,5	$\frac{2,90}{223}$	$\frac{49}{223}$	$\frac{28}{12}$	$\frac{5900}{5}$	$\frac{3500}{4}$	$\frac{0,40}{13}$	$\frac{0,67}{13}$	$\frac{0,26}{13}$	$\frac{5,81}{13}$
Метадиабаз	3789–4082	$\frac{3,05}{1120}$	$\frac{77}{1144}$	$\frac{551}{46}$	$\frac{6620}{35}$	$\frac{3720}{36}$	$\frac{0,42}{28}$	$\frac{0,42}{28}$	$\frac{0,19}{28}$	$\frac{0,83}{28}$

Примечания: 1. В числителе приведены средние значения, в знаменателе — число определений.  
2.  $\kappa$  — магнитная восприимчивость;  $J_n$  — остаточная намагниченность; остальные обозначения см. в табл. 2.2.

Как и на поверхности, мощность этих отложений небольшая — 100 м, однако в скважине она прослежена по падению на расстояние около 8 км, что говорит о ее значительной протяженности. Залегание слоистости осадков, несмотря на высокую степень катаклаза, расланцевания и перекристаллизацию, пологое и изменяется от 0 до 30°, а в участках, прилегающих к разрывным нарушениям, — от 55 до 60°.

В свите выделяются две пачки аркозовых метапесчаников с прослоями метаалевролитов, метапелитов и сланцев по туфогенно-осадочным породам, метаморфизованных доломитов и песчаных доломитов. В породах прекрасно сохранились различные типы слоистости и угловатые поверхности локальных размывов. Среди вторичных текстур наиболее распространены сланцеватые, полосчатые, линейные, реже брекчиевидные и волнисто-струйчатые. Доля терригенного материала в разрезе толщи уменьшается от подошвы к кровле.

Примечательной особенностью аркозовых метапесчаников и метапелитов является их насыщенность гематитом, магнетитом и маггемитом. На контакте с подстилающими свиту вулканитами залегают серицитовые сланцы с магнетитом, содержащие в некоторых прослоях окатанные обломки кварца. Серицитовые сланцы, залегающие в подошве пачки, отнесены к переотложенной метаморфизованной коре выветривания основных вулканитов. Только в данной толще встречаются обломки голубоватого кварца (5–3%), мясо-красного микроклина (5–35%), кислых эффузивов. Доломиты содержат окислы марганца, пирротин и пирит.

Охарактеризованные условия определили формирование петрофизических характеристик пород, существенно выделяющихся среди вмещающих вулканогенных толщ пониженными плотностями и скоростями упругих волн и их высокой анизотропией. Эти параметры, обусловленные относительно высокой трещиноватостью, явились причиной возникновения второго волновода на глубине 4,54–5,72 км (Кольская сверхглубокая, 1984). Высокая намагниченность пород вызвана повышенной концентрацией ферромагнитных минералов.

Кувернеринийокская свита, состоящая из двух пачек (мезоритмов) в разрезе скважины, соответствует ее аналогу на поверхности, удаленному по восстанию на 9 км, и отличается лишь более высокой степенью метаморфизма, соответствующей эпидот-амфиболитовой фации. Она залегает полого под углом 10–30°. Пачки переслаивающихся пород сформировались в условиях трансгрессивного ритма и представлены терригенными породами, перекрывающимися существенно карбонатными породами. По условиям осадконакопления в этой толще выделяются три генетические группы пород: терригенные, хемогенные и хемогенно-терригенные.

По гранулометрическому составу породы подразделяются на четыре группы: пелитовую, алевритовую, псаммитовую и грубообломочную. В нижней части свиты преобладает псаммитовая группа с примесью грубообломочной, в верхней — пелитовая с примесью алевритовой и псаммитовой. Такая смена фракций и генетических групп в разрезе соответствует трансгрессивному макроритму образования свиты.

Разное положение в разрезе и, по-видимому, некоторое изменение источников сноса сказалось на различии минерального состава кувернеринийокской и лучломпольской свит, но сходство в строении свит, слагающих их пачек, близкий характер мезоритмов, существенную часть которых составляют доломитовые и терригенные породы, указывает на то, что формирование этих свит происходило в прибрежно-морских условиях и мелких морских водоемах в обстановке повышенной солености вод и высокой степени окисления.

Более высокая степень метаморфизма осадочных пород этой свиты определила повышенную плотность пород и более высокую скорость упругих волн по сравнению с осадочными образованиями лучломпольской свиты. Породы кувернеринийокской свиты практически немагнитны и отличаются от подобных образований карельского комплекса наиболее высокой элетропроводностью (наряду с породами телевинской свиты), что позволяет отнести эту свиту к маркирующим горизонтам по электропроводности, характерным для протерозойских осадочно-вулканогенных комплексов. Природа ано-

мальной электропроводности метаморфизованных осадочных образований, по-видимому, определяется особенностями структуры порового пространства и требует проведения специальных исследований.

Телевинская свита вскрыта СГ-3 в интервале 6835–6842 м более чем в 10 км от поверхности по падению. Небольшая мощность свиты по разрезу скважины (7 м) подтверждает крайнюю ее изменчивость как по простиранию, так и по падению, колеблющуюся от 7 до 200 м. Из-за низкого выхода керна охарактеризованной оказалась лишь часть разреза свиты, сложенная слюдястыми метапесчаниками с прослоями слюдястых метагравелитов. Породы, несмотря на метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации, сохраняют реликты псаммитовой и грубообломочной структур, слоистой, ритмичной и нечетко выраженной градационной текстур, следы размывов. Из вторичных текстур преобладают сланцеватые, образующие со слоистостью углы от 60 до 90°. Слоистость, полосчатая и линзовидная текстуры залегают согласно под углом от 35 до 80°.

В связи с обнаружением коры выветривания в аналогичных породах на поверхности на границе между маярвинскими вулканитами и глиноземистыми гнейсами первой толщ архея есть основание рассматривать телевинскую толщу как регрессивную часть толщ глиноземистых гнейсов, представлявших до метаморфизма глинисто-песчаные породы.

Таким образом, анализ представительного массива лито-магнито-сейсмо- и ядерно-физико-стратиграфических материалов позволил выделить трансгрессивно-регрессивные комплексы разного ранга и установить периодические изменения физических, механических, петрохимических и других характеристик пород в результате седиментационных, геоморфологических, магматических, метаморфических и других геологических и геофизических процессов.

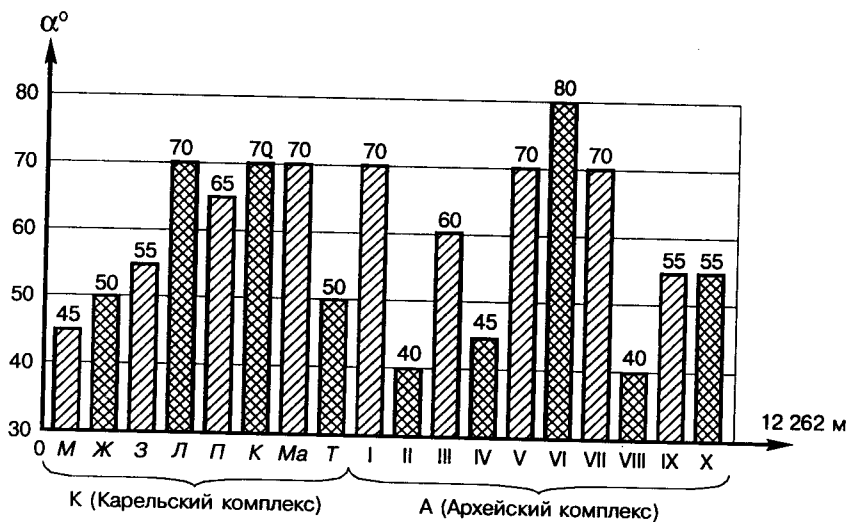
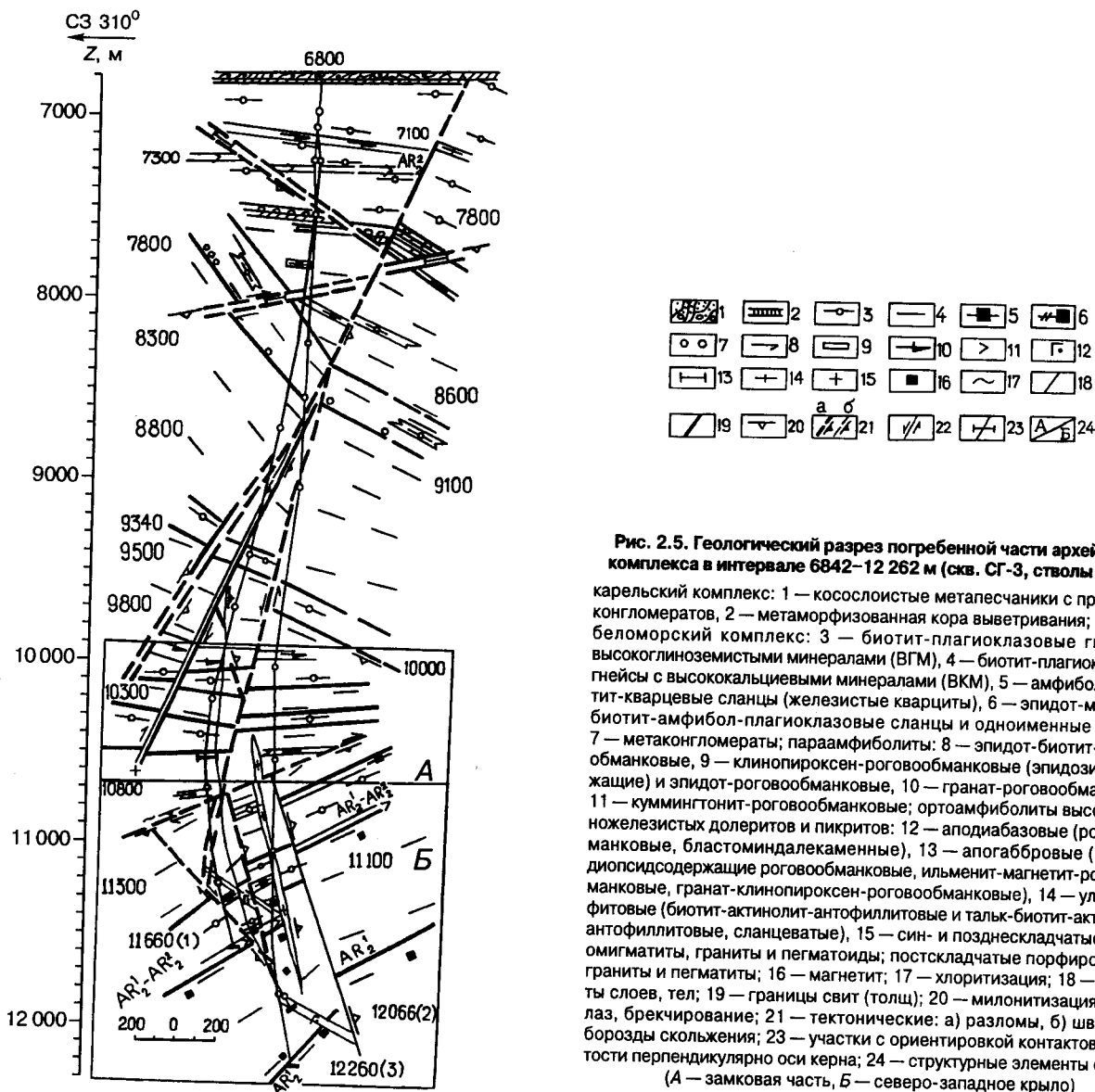
## 2.2. Цикличность и корреляция метаморфических пород кольско-беломорского комплекса

Протерозойские осадочно-вулканогенные породы, слагающие Печенгскую структуру, залегают с угловым несогласием на древнем архейском комплексе гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, метасульфидитов, мигматитов и гранитов. В разрезе скважины вскрыта антиклинальная сложноскладчатая структура, юго-восточное крыло которой в интервале 6842–9700 м падает под углом от 5 до 65° на юго-восток (120–140°), а северо-западное крыло в интервале 10600–12262 м симметрично наклонено под углом 30–60° на северо-запад (259–285°), рис. 2.5. В комплексе архейских гнейсов преимущественно развиты сжатые и изоклиналильные складки, угол между крыльями которых колеблется от 0 до 15°. Согласно залеганию крыльев расположены реликтовая слоистость, кристаллизационная сланцеватость и полосчатость. Эта закономерность связана с пласти-

ческим перемещением материала параллельно напластованию в процессе метаморфизма. Элементы залегания пород уверенно коррелируются с литологией толщ (рис. 2.6). Все толщ гнейсов с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ): I, III, V, VII и IX — имеют пологие и реже средние углы падения, внутри этих толщ наблюдаются складки нагнетания и волочения изоклиналильной и дисгармоничной формы, тогда как толщ гнейсов с высококальциевыми минералами (ВКМ): II, IV, VI, VIII и X — отличаются более крутым падением. Вероятно, это является отражением первичных особенностей древних депрессий, в которых происходило накопление туфогенно-хемогенно-терригенного материала по трансгрессивной схеме в пределах мегаритма.

Несмотря на структурное и угловое несогласие карельского и кольско-беломорского комплексов, в архейских парапородах наблюдаются те же узоры микроструктурных диаграмм по кварцу ( $R$  — тектониты с горизонтально расположенной осью  $B$ ) и слюдам ( $S$  — тектониты с одним максимумом, перпендикулярным к сланцеватости), как и в кристаллосланцах из нижней части карельского комплекса, подвергшихся дислокационному метаморфизму. Это обстоятельство позволяет согласиться с выводом большой группы исследователей (Казанский, 1986; Кольская сверхглубокая, 1984; Чудинова и др., 1987) о тектоническом происхождении сланцеватости в парагнейсах, залегание которой (по нашим замерам) совпадает с пологопадающей реликтовой слоистостью осадочных пород. Однако такое единство плана деформаций прослеживается лишь до глубины 7500 м. На глубине 7630 м по данным магнитометрии установлено юго-восточное падение (140°) пласта железистых кварцитов под углом 35° (Бахвалов и др., 1989). Именно на этой глубине происходит резкий азимутальный поворот скважины с северо-восточного на северо-западное направление, т.е. вкrest залегания юго-восточного крыла антиклинальной структуры. Это позволяет утверждать, что залегание первичных и вторичных текстур в докембрии, так же как и в фанерозое, влияет на характер искривления скважины.

Реперной точкой отсчета погребенной части кольско-беломорского комплекса в разрезе СГ-3 является кора выветривания первой толщ биотит-плагноклазовых гнейсов с ВГМ, подстилающая базальную телевинскую свиту нижнепротерозойского стратотипа, залегающую как в разрезе скважины, так и на поверхности в обрамлении Печенгской структуры. Ниже базального слоя на протяжении 5420 м в четырех стволах скважины СГ-3 вскрыты десять толщ непрерывного ритмостратиграфического разреза архея, представленного пятью трансгрессивными седиментационными мегаритмами, верхние элементы которых сложены толщами биотит-плагноклазовых гнейсов с ВГМ, а нижние — биотит-плагноклазовыми гнейсами с ВКМ. Магнито-, сейсмо- и ядерно-физические стратиграфические подразделения (см. рис. 2.2.б)



**Рис. 2.6. Распределение элементов залегания пород в разрезе Кольской сверхглубокой (угол  $\alpha$  к оси скважины, модальные значения):**

М, Ж, З, Л, П, К, Ма, Т — индексы свит (см. рис. 2.3); I-X — номера толщ

в ранге выделенных толщ отчетливо фиксируют их и, чередуясь в вертикальном литолого-стратиграфическом разрезе, дополняют выделенные трансгрессивные мегаритмы.

Магнитостратиграфические подразделения базируются на магнитополярных и магнитных таксономических единицах, стратотипы которых четко гармонируют с литостратиграфическими стратотипами. Верхние элементы мегаритма (табл. 2.4, рис. 2.2,б) характеризуются более низкими параметрами  $K$ ,  $J_n$  и  $j$ , нижние элементы — более высокими. Толщина отдельных элементов мегаритма отвечает пачкам мощностью первые сотни метров. Тем не менее, они четко обозначены на диаграммах и показывают возможность расчленения «немых» архейских толщ с детальностью до отдельных пачек и адекватных по мощности слоев. Такой же чувствительностью обладают методы интегрального и спектрального гамма-каротажа (Широкова и др., 1990).

Сейсмостратиграфические подразделения, основывающиеся на параметрах плотности, скорости продольных упругих волн  $V_p$  и на отношении  $V_p/V_s$ , имеют такую же чувствительность и надежно коррелируют с указанными точными методами. Петрохимические и петрофизические свойства пород, преобладающие в элементах ритма (толщах), также подчеркивают не только их индивидуальность и общность, но и периодичность в вертикальном разрезе. Под индивидуальностью подразумевается отличие по своим характеристикам не только различных толщ в разрезе, но и одних и тех же элементов ритма, залегающих на различных глубинах в разных мегаритмах. Наиболее информативной является магнитная восприимчивость пород  $K$ , значение которой в первых элементах мегаритмов значительно выше (см. табл. 2.4). Исключение составляет пятый мегаритм, в котором магнитная восприимчивость во втором элементе мегаритма выше, чем в первом. С глубиной прослеживается некоторое увеличение параметра  $K$  во вторых элементах мегаритмов. В первых элементах мегаритмов,

сложенных гнейсами с ВКМ, содержащими тела железистых кварцитов, магнитная восприимчивость пород уменьшается более чем в 2 раза в интервале 7620–12 262 м. Это отчасти объясняется преобладанием в интервале 6842–9900 м моноклинного пирротина, являющегося ферромагнитным минералом, а в интервале 9900–12 262 м — гексагонального пирротина. Наряду с этим наблюдается уменьшение с глубиной концентрации магнитных минералов, размера их зерен и усложнение структуры [10].

Элементы мегаритма отчетливо различаются по механическим и упругим свойствам: кусковатость пород, адекватная хрупкости, меньше в верхних членах мегаритмов, чем в нижних. Наряду с этим, кусковатость и в нижнем и верхнем элементах мегаритма в интервале глубины 6842–12 262 м увеличивается на один порядок. Рост кусковатости пород с глубиной, отражающий нарушение сплошности среды и развитие микротрещиноватости, коррелируется со значением необратимой сжимаемости, которая изменяется по экспоненциальному закону, начиная от современных осадков и до докембрийских парагнейсов (рис. 2.7).

Полезную информацию о палеодеформациях горных пород и слагаемых ими толщ содержат данные об отношении скоростей продольных упругих волн к поперечным, которое, как известно, позволяет качественно судить о преобладании горизонтальных или вертикальных напряжений, а также о степени деформированности горных пород. Характерно, что для вторых элементов всех мегаритмов это отношение меньше, чем для первых (нижних). В исходном материале парагнейсов, слагающих преимущественно верхние части ритмов, существенную часть составлял глиноземистый материал, придавший этим толщам более высокую пластичность. Широко распространенные в глиноземистых гнейсах складки волочения и скольжения аттестуют слагаемые ими толщи как более пластичные, «податливые», полого залегающие в разрезе (см. рис. 2.5). Пологие залегания гнейсов с ВГМ подтверждают данные о формировании

Таблица 2.4

Петрофизические и петрохимические характеристики пород в ритмостратиграфическом разрезе архейского комплекса СГ-3

Мегаритм	Толща (элементы мегаритма)	Мощность, м	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$K \cdot 10^{-5}$ , СИ	$K$ , шт/м	$V_p/V_s$	$f$	$F$	$M$	$A$	CaO/MgO
I	1 (2)	780	2,75	24	22	1,48	0,24	0,52	0,32	6,36	1,04
	2 (1)	1834	2,76	359	24	1,59	0,18	0,37	0,39	4,31	5,54
II	3 (2)	117	2,74	38	43	-	0,26	0,52	0,39	3,22	1,36
	4 (1)	571	2,76	210	73	1,84	0,27	0,45	0,38	3,05	2,29
III	5 (2)	134	2,81	29	80	1,59	0,18	0,49	0,38	5,67	2,05
	6 (1)	172	2,71	150	98	2,23	0,18	0,42	0,39	4,09	3,50
IV	7 (2)	151	2,68	30	110	1,25	0,17	0,46	0,42	5,06	3,09
	8 (1)	810	2,70	65	159	2,33	0,06	0,33	0,50	5,85	7,11
V	9 (2)	297	2,84	206	183	1,51	-	-	-	-	-
	10(1)	553	2,80	153	226	-	-	-	-	-	-

Примечание.  $K$  — кусковатость; остальные обозначения см. в табл. 2.2.

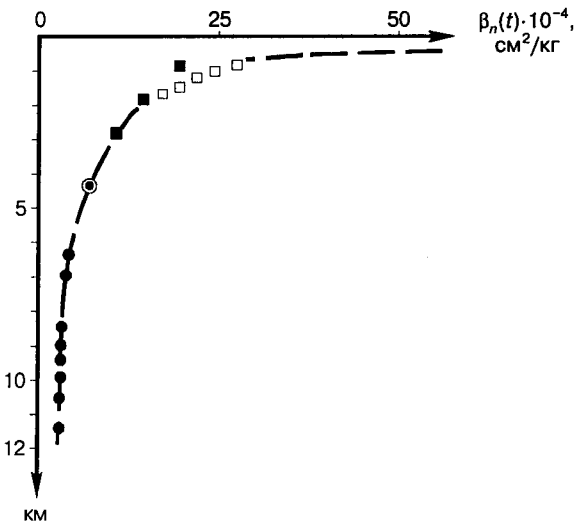


Рис. 2.7. Изменение необратимой сжимаемости горных пород  $\beta_n(t)$  Печенгской структуры по глубине:

- — осадочные породы лучломпольской свиты; □ — осадочные породы ждановской свиты; ■ — песчано-глинистые отложения Баренцевоморского бассейна; ● — гнейсовый комплекс архея

слагаемых ими структурных форм под влиянием горизонтальных движений в условиях растяжения. Перекрывающие и подстилающие их толщи гнейсов с ВКМ содержали в своем исходном материале более грубообломочные осадки, образовавшие компетентные толщи с преобладанием более крутых залеганий, более высокого отношения  $V_p/V_s$  и более высокой кусковатости. Гнейсы с ВКМ, доминирующие в архейской части разреза, образуют толщи, формировавшиеся под влиянием вертикальных напряжений.

Установленные петрофизические закономерности в изменении петромагнитных и магнитных свойств хорошо коррелируют с литологией толщ, слагающих элементы мегаритмов, их петрохимией. Минеральные ассоциации глиноземистых гнейсов отличаются повышенным содержанием кремнезема и глинозема, поэтому такие породы пониженной основности обладают низкой магнитностью. Аномально высокая намагниченность пород девятой (маркирующей) толщи вызвана наличием ряда тонких прослоев железистых кварцитов. В породах со значениями параметра Кенигсбергера  $Q > 1$  это явление можно объяснить высоким содержанием сульфидов и повышенной концентрацией магнетита в железистых кварцитах и магнетитовых гнейсах. Соответственно и петрохимические параметры  $F$  и  $A$  выше, а отношение  $\text{CaO}/\text{MgO}$  ниже, чем у подстилающих биотит-плагиоклазовых гнейсах с ВКМ (см. табл. 2.4).

Нижние элементы мегаритмов, сложенные более мощными толщами биотит-плагиоклазовых гнейсов с ВКМ, содержат тела пара- и ортоамфиболитов, с которыми ассоциируют железистые кварциты, конгломераты, косослоистые метапесчаники, перекрывающиеся корой выветривания (ствол 1 — 7622–7630 м, ствол 3 —

7619–7656 м). Несколько выделяется десятая толща, более насыщенная амфиболом, ортитом, апатитом и магнетитом. Возможно, благодаря разрушению, растворению и переотложению магнетита десятой толщи в перекрывающей ее девятой толще биотит-плагиоклазовых гнейсов с ВГМ появляются многочисленные тела железистых кварцитов, выделяющие ее из подобных опорных горизонтов в маркирующий, аналог которого встречен на побережье Баренцева моря. Все остальные толщи глиноземистых гнейсов — 7, 5, 3 и 1 являются также маркирующими, но железистых кварцитов не содержат. Они прослеживаются от ствола к стволу на разных горизонтах при пологих и средних углах падения, сохраняя четкую последовательность и ритмичность (см. рис. 2.1).

Подшошва первого опорного горизонта встречена в первом и третьем стволах на глубинах соответственно 7622 и 7619 м. Простираение пород, определенное с помощью скважинной магниторазведки (Бахвалов и др., 1989), северо-восточное, падение под углом  $35\text{--}65^\circ$  на юго-восток —  $140\text{--}120^\circ$ . Второй опорный горизонт встречен в первом стволе в интервале 9456–9573 м, во втором — 9456–9561 м, в третьем — 9694–9808 м. Породы простираются на северо-восток, падение юго-восточное под углом  $50^\circ$ . Из глиноземистых минералов здесь присутствуют преимущественно гранат, силлиманит и мусковит. В кровле и подошве этой маркирующей толщи во всех трех стволах прослеживаются пластовые тела биотит-роговообманковых амфиболитов (горнблендитов).

Третий опорный горизонт прослежен по первому стволу на глубине 10144–10278 м, по второму — 10138–10278 м, по третьему и четвертому — 9860–10215 м. Четвертая опорная толща в первом стволе встречена в интервале 10460–10601 м, во втором — 10453–10597 м, в третьем и четвертом — 10350–10435 м. Простираение породы — северо-восточное, падение на северо-запад, пологое, близкое к горизонтальному. В гнейсах этих маркирующих толщ содержатся силлиманит и гранат. Пятый маркирующий горизонт встречен в следующих интервалах: 11411–11662 м — в первом стволе, 11385–11708 м — во втором, 11008–11499 м — в третьем и четвертом стволах. В четырех сечениях маркирующая толща имеет северо-восточное простираение с падением на северо-запад под углами  $30\text{--}60^\circ$ . В данном маркирующем горизонте в гнейсах с ВГМ распространены силлиманит, кианит и гранат.

Рентгеноспектральный анализ биотита, мусковита и граната, проведенный в ИГЕМ РАН, установил геохимическую корреляцию маркирующих горизонтов по трем стволам. Таким образом, информативность геологического разреза нижних горизонтов земной коры неизмеримо выросла в связи с установленной четкой стратиграфической последовательностью, непрерывностью и высокой достоверностью взаимной корреляции толщ в литолого-стратиграфических колонках четырех стволов.

По распределению редкоземельных элементов биотитовые плагиогнейсы близки тоналитовым сериям раннего архея, за счет которых и накапливался осадочный материал, а ассоциирующие с ними более меланократовые разности соответствуют терригенным породам.

Совместными исследованиями разреза архейского комплекса пород, проведенными в период с 1984 по 1992 гг. НИЦ «Кольская сверхглубокая», ГИ КНЦ РАН и ИГЕМом, установлены аналоги ряда опорных толщ и горизонтов в северном и южном обрамлении Печенгской структуры и подтверждена принадлежность ритмично переслаивающихся толщ глиноземистых гнейсов с толщами гнейсов с повышенным содержанием кальция к Кольско-Норвежскому метаморфическому поясу андалузит-силлиманитового типа, а в общем плане — к вулканогенно-осадочным комплексам архейских зеленокаменных поясов (Архейский комплекс ..., 1991).

Таков погребенный разрез архейского комплекса, вскрытый в интервале 6842–12262 м, охарактеризованный в ранге мегаритмов и слагающих его толщ. Несколько иначе представляли его В. Е. Чудинова, В. М. Минц и А. А. Глаголев (1987). Изучая породы кольской серии севернее и северо-восточнее Печенгской структуры, а также керн СГ-3, они установили, что гнейсы с ВГМ (ставролитсодержащие) относятся к двум разновидностям. Одна из них — результат прогрессивного метаморфизма ставролитовой фации, другая — вторичная, развивающаяся при замещении граната биотитом, кордиерита агрегатом биотита, хлорита, ставролита и кинита. В связи с этим гнейсы с ВГМ, распространенные к северу и востоку от Печенгской структуры, предлагалось разделить на два структурно-вещественных комплекса.

Верхний, с отмеченной выше прогрессивной зональностью, — это так называемая урская толща гнейсов с ВГМ, слагающая прибрежную часть Баренцева моря между Печенгским заливом и губой Полютиха-Западная. Породы верхнего комплекса замечены также в северной и восточной части обрамления Печенгской структуры вплоть до п. Корзуново и п. Печенга на севере и горы Малый Кариквайвишь на востоке. На них непосредственно залегают метаморфизованные породы сариолия. Более древние породы нижнего комплекса, претерпевшие высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой фации, а местами гранулитовой фации, вполне соответствуют глиноземистым гнейсам кольской серии, обнажающимся в обрамлении Печенгской структуры и в удалении от нее в контурах Центрально-Кольского блока. В районе СГ-3 породы этого комплекса встречены в нижнем течении р. Печенги и далее до побережья Баренцева моря, к востоку от горы Большой Кариквайвишь и оз. Чапр и, кроме того, южнее, между озерами Кошкаяр и Сейбявр.

Породы нижнего комплекса соответствуют девяти нижним толщам, вскрытым в скважине в интервале 7622–12 262 м, породы верхнего комплекса по страти-

графии, литологии и степени метаморфизма коррелируются с первой толщей биотитовых гнейсов с ВГМ, вскрытых в первом и третьем стволах СГ-3, в интервалах соответственно 6842–7622 и 7000–7619 м. В разрезе первой толщи не обнаружено признаков регрессивного характера метаморфизма — биотит-ставролитовой субфации амфиболитовой фации, как и реликтов гранулитовой фации. Парагенезис и минеральный состав первой (снизу вверх в ритмостратиграфическом разрезе — десятой) толщи показывают, что метаморфизм слагающих ее пород соответствует низкотемпературной субфации амфиболитовой фации,  $P$ – $T$  условия которой, определенные по двум различным минеральным геотермометрам и геобарометрам, отвечают температуре 500°C и давлению 400 МПа (Чудинова и др., 1987).

Сказанное позволяет коррелировать стратотипы, слагающие верхний комплекс, по стратиграфическому уровню, степени метаморфизма со стратоном верхней части архейского разреза СГ-3, обозначенным в таксономической шкале в разрезе СГ-3 в качестве первой толщи биотитовых гнейсов с ВГМ, на которой так же, как и на породах верхнего комплекса глиноземистых гнейсов (Архейский комплекс..., 1991; Загородный и др., 1964), с угловым несогласием залегают базальная свита нижнепротерозойского комплекса. Таким образом, породы тальинской свиты из Южно-Печенгской зоны Печенгской структуры (Смолькин и др., 1995), верхняя часть комплекса глиноземистых гнейсов, выделенных на северном и восточном флангах Северной структурно-формационной зоны (Чудинова и др., 1987), и стратотип первой толщи биотитовых гнейсов с ВГМ в СГ-3 принадлежат к одному и тому же стратону, известному прежде под названием «тальинский комплекс» (Загородный и др., 1964). Несомненно, по стратиграфическому положению всех трех сопоставляемых стратотипов, стратиграфической позиции тальинской свиты в верхней части лопия, возрасту первой толщи гнейсов с ВГМ в СГ-3 так называемая тальинская свита может быть отнесена к верхнему архею. Первая толща биотитовых гнейсов с ВГМ, равно как и ее аналоги в обрамлении Печенгской структуры, находятся в верхней части разреза позднеархейского (лопийского) комплекса. От подстилающей ее второй толщи биотитовых гнейсов с ВГМ она отделена в подошве мелкогалечными конгломератами. Кровля второй толщи биотитовых гнейсов с ВГМ представлена корой выветривания с косослоистыми метапесчаниками и парагнейсами, содержащими линзовидные тела железистых кварцитов и прослой эпидиотитовых ритмичнослоистых параамфиболитов. Такое стратиграфическое положение тальинской свиты дает основание разделить лопий, являющийся в таксономической шкале общих стратиграфических подразделений эратемой, на верхний лопий ( $AR_2^2$ ), представленный тальинской свитой, именуемой ранее в разрезе СГ-3 первой толщей биотит-плагиоклазовых гнейсов с ВГМ (Кольская сверхглубокая..., 1984), и нижний лопий

(AR<sub>2</sub>), сложенный нижежащими толщами биотитовых гнейсов с ВКМ и с ВГМ, которые соответствуют (Чудинова и др., 1987) породам нижнего глиноземистого комплекса. Это позволяет впервые детализировать местную стратиграфическую шкалу лопия (см. табл.2.1).

### 2.3. Пара- и ортоамфиболиты

В разрезе лопийского комплекса метаморфических пород как в скважине СГ-3, так и на поверхности существенную генетическую информативность несут группы различных амфиболитов, доля которых в архейском разрезе СГ-3 достигает 34%. Ранее все амфиболиты объединялись в одну генетическую группу ортопород, внутри которой выделялись типы пород либо по петрофизическим, либо по минералого-петрохимическим признакам (Кольская сверхглубокая, 1984; Магматические..., 1986). Последующие работы в НПЦ «Кольская сверхглубокая» по изучению генетических и структурно-текстурных особенностей амфиболитов и более поздние исследования их минерального и химического составов, сопутствующей минерализации, проведенные совместно с ГИ КНЦ РАН, позволили выделить и классифицировать 12 групп амфиболитов, различающихся первичным происхождением, последовательностью образования, минеральными парагенезисами, рудной специализацией (Архейский комплекс..., 1991).

С 1993 г. с целью развития и детализации созданной классификации амфиболитов продолжается изучение этой информативной группы пород традиционными и оригинальными геолого-петрофизическими методами, в частности с использованием метода акустополароскопии. Исследование взаимоотношений различных типов амфиболитов между собой и вмещающими их породами, особенности распределения амфиболитов в разрезе и в складчатой структуре, сопоставление их внутреннего строения, структур и текстур подтвердило наличие среди метабазитов различных типов двух генетических классов: пара- и ортоамфиболитов (рис. 2.8). Параамфиболитам, преобладающим в разрезе СГ-3, присущи со-

гласное залегание, переслаивание и постепенные переходы в первично-осадочные породы, а также тонкая, ритмичная, непересекающаяся слоистость и полосчатость, участие в ритмичных и складчатых структурах, литологическая корреляция с вмещающими свитами для отдельных групп. Например, гранатовые амфиболиты, приуроченные исключительно к биотитовым гнейсам с ВГМ, характеризуются высоким содержанием SiO<sub>2</sub>, низким — MgO и CaO и более высокой глиноземистостью. Ортоамфиболиты имеют нередко секущие контакты с вмещающими метаморфическими породами, реликтовые зоны закалки и массивные текстуры, реликтовые офитовые и порфиоровые структуры, blastomindalekamenные текстуры. В Северо-Печенгской зоне на поверхности им соответствует комплекс высокотитанистых железистых метадолеритов и метапикритов.

Детальная корреляция состава породообразующих минералов, структур, текстур, взаимоотношений с вмещающими породами (табл. 2.5) подтвердила различие генетических групп и позволила внутри класса ортоамфиболитов выделить три парагенетические ассоциации: blastomindalekamenные ортоамфиболиты (А-6) — аналоги пиритгарвинских диабазов, высокотитаножелезистые метадолериты (А-7 — А-10) и высокотитаножелезистые метапикриты (А-11, А-12).

Распределение амфиболитов в разрезе архея (см. рис. 2.8) не подтверждает гипотезу постепенного перехода от «гранитного» к «диоритовому» и далее к «базальтовому» слоям. В интервале 7,5–8,5 км (см. рис. 2.1) по региональному профилю СГ-3 был выделен опорный горизонт со скоростями упругих волн 6,6–6,7 км/с, который интерпретировался ранее как граница Конрада и верхняя часть «базальтового» слоя. Этот интервал разреза начинается литолого-стратиграфической границей тальинской свиты гнейсов с ВГМ (7622 м) с подстилающей их второй толщей гнейсов с ВКМ, залегающими в интервале 7622–9456 м. В первой толще содержание пара- и ортоамфиболитов составляет 21%, во второй — 38%, что хорошо коррелируется с данными ВСП, в соответствии с которыми средние скорости упругих волн не превышают 6,1–6,2 км/с. Отсутствие

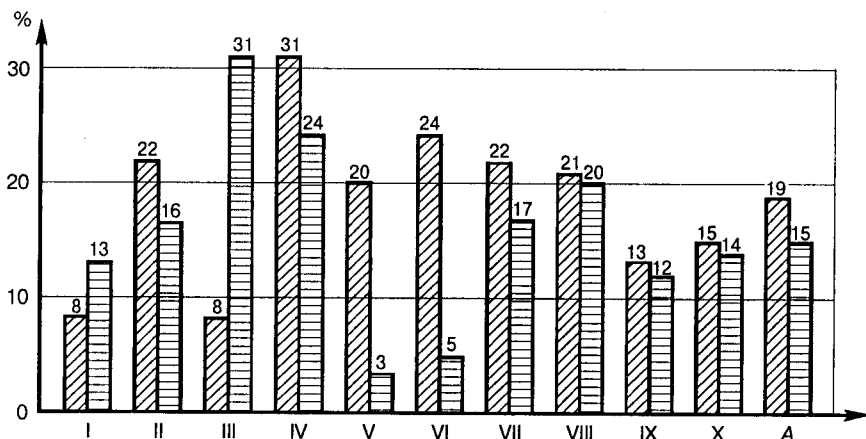


Рис.2.8. Содержание пара- (▨) и ортоамфиболитов (■), выраженное в процентах от мощности соответствующей толщи в разрезе кольско-беломорского комплекса: I-X — номера толщ; А — среднее по десяти толщам в интервале 6842–12 262 м

Таблица 2.5

Генетическая классификация параамфиболитов (A<sub>1</sub>-A<sub>9</sub>) и ортоамфиболитов (A<sub>6</sub>-A<sub>12</sub>). Парагенетические ассоциации в разрезе СГ-3

Минеральный состав и другие особенности	Туфогенно-хемогенно-терригенные группы									Апиди-базовые	Высокотитано-железистые метадолериты				Высокотитано-железистые метакриптиты	
	Эпидот-рогово-обманковые А-1	Гранат-рогово-обманковые А-2	Куммингтонит-рогово-обманковые А-3	Клинопироксен-рогово-обманковые А-4	Эпидот-рогово-обманковые А-5	Бласто-миндале-каменные А-6	Сфенсо-держаше-рогово-обманковые А-7	Магнетит-ильменит-рогово-обманковые А-8	Гранат-клинопироксен-рогово-обманковые А-9		Аполорфитовые, рогово-обманковые А-10	Флогопит-антофиллит-тоновые А-11	Биотит-рогово-обманковые А-12	50-70	ед.з.	
Роговая обманка	30-60	20-60	20-60	20-75	10-40	50-70	50-65	40-80	45-70	50-70	50-70	50-70	50-70	50-70	50-70	
Актинолит	-	-	-	ед.з.	0-5	ед.з.	ед.з.	-	-	-	ед.з.	ед.з.	10-80	ед.з.	ед.з.	
Куммингтонит	-	0-5	1-30	-	-	1-2	-	-	-	-	-	-	1-30	-	-	
Антофиллит	-	ед.з.	ед.з.-5	-	-	ед.з.	-	-	-	-	-	-	1-50	-	-	
Плагиоклаз	20-40	15-45	10-30	10-40	15-60	10-20	25-35	5-55	20-35	5-20	5-20	5-20	-	-	5-25	
Кварц	5-10	10-15	5-30	5-30	10-30	5-15	2-10	5-10	5-15	1-5	1-5	1-5	-	-	1-5	
Клинопироксен	-	-	-	0-15	ед.з.	-	ед.з.	ед.з.	ед.з.-40	-	-	-	-	-	ед.з.-3	
Гранат	-	0-40	ед.з.	-	-	-	-	-	ед.з.-10	ед.з.	-	-	-	-	-	
Биотит	1-20	0-10	5-25	0-5	2-15	1-5	3-10	1-2	5-15	5-10	5-10	5-10	5-50	3-20	-	
Эпидот	1-10	ед.з.	ед.з.	ед.з.-30	1-30	-	1-5	1-2	ед.з.	ед.з.	ед.з.	ед.з.	-	ед.з.		
Сфен	1-5	ед.з.	ед.з.	ед.з.-8	1-3	ед.з.	2-12	1-3	1-8	1-3	1-3	1-3	ед.з.	1-12		
Ильменит	ед.з.-2	ед.з.-4	ед.з.-2	ед.з.-4	ед.з.	ед.з.-1	ед.з.	1-10	1-7	1-2	1-2	1-2	ед.з.-1	ед.з.-5		
Магнетит	ед.з.	-	-	-	1-2	-	-	ед.з.-5	ед.з.-1	ед.з.	ед.з.	ед.з.	ед.з.-2	ед.з.-7		
Пирротин	ед.з.-1	ед.з.-1	ед.з.	ед.з.	ед.з.-1	ед.з.-1	ед.з.-1	ед.з.-2	ед.з.	ед.з.-1	ед.з.-1	ед.з.-1	ед.з.-1	ед.з.		
Халькопирит	ед.з.-1	ед.з.-1	ед.з.	ед.з.-1	ед.з.-2	ед.з.-1	ед.з.	ед.з.-1	ед.з.-2	ед.з.-1	ед.з.-1	ед.з.-1	ед.з.-2	ед.з.-3		
Пирит	ед.з.	-	-	ед.з.	ед.з.-2	ед.з.	ед.з.	ед.з.	ед.з.	ед.з.	ед.з.	ед.з.	ед.з.	ед.з.-2		
Пентландит	-	-	-	ед.з.	-	-	-	-	ед.з.	ед.з.	ед.з.	ед.з.	ед.з.-2	-		
Сложение (текстурно-структурные особенности)	Ритмично-полосчатое	Порфири-бластовое	Ритмичное линзовидно-полосчатое	Ритмично-слоистое	Сланцевое	Миндале-каменное	Сланцеватое, реликты обитовых структур	Крупнозернистое габбровое	Реликтовое габбровое	Порфирировое	Сланцеватое и спуганно-волокнистое	Совершенно сланцеватое	Сланцеватое и спуганно-волокнистое	Совершенно сланцеватое		
Характерные признаки	Мигматизированы интенсивно, наиболее древние, по-степенные, переходы к гнейсам, ритмичном переслаивании	Залегают в глиноземе, мистых гнейсах	Обладают постепенными переходами к вмещающим гнейсам	Содержат линзы эпидозита, залегают совместно с железистыми кварцитами и металесчаниками	Переслаиваются с гнейсами	Миндалины биотита, плагиоклаза, залегают в верхах арhea	Секундные контакты с гнейсами	Титаномагнетитовое орудуение	Реликты обитовых структур	Бластопорфировые структуры	Облик сланцев, медно-никелевое орудуение (Горнблендиты)	Мелано-кратовые (Горнблендиты)	Мелано-кратовые (Горнблендиты)	Мелано-кратовые (Горнблендиты)		

Примечания: 1. Составлена Ю.П. Смирновым с использованием материалов А. К. Яковлевой и Ю. Н. Яковлева (Архейский комплекс, 1991). 2. Количественный состав минералов приведен в %, 3. Ед. з. - единичные зерна.

прямой связи скорости упругих волн с плотностью амфиболитов, отмеченной не только по разрезу СГ-3, но и в обрамлении, интерпретируется А. А. Кременецким (1986) как влияние метаморфизма и гидрогенно-геохимического разуплотнения пород, протекающих в закрытых или открытых системах. Не подтверждается и гипотеза существования «диоритового» слоя в интервале 11708–12260 м, так как тренд доли амфиболитов в гнейсах снижается с 55% (в интервале 9562–10144 м) до 25–29% (глубже 11708 м), см. рис. 2.8.

Оба генетических класса амфиболитов преобразованы в амфиболитовой фации метаморфизма, катаклазированы и милонитизированы в процессе дислокационного метаморфизма. Вдоль трещин прослеживаются узкие зоны мигматизации, гранитизации и диафтореза. По своим физико-механическим свойствам эти породы отличаются высокой плотностью, прочностью, вязкостью и низкой проницаемостью, что препятствует процессам гранитизации и мигматизации. Слабо выраженные процессы гранитизации можно еще объяснить и низкой энергией сродства амфиболитов относительно гранитизирующих растворов. По предрасположенности к гранитизации и мигматизации породы кольско-беломорского комплекса можно расположить в следующий восходящий ряд: апоультрамафитовые амфиболиты → апобазитовые амфиболиты → параамфиболиты → гнейсы с ВГМ → гнейсы с ВКМ. Все это приводит к выводу о том, что амфиболиты обладают экранирующей способностью по отношению к флюидам и, самое главное, позволяет высказать сомнение о возможности замещения «базальтового» слоя и образования мощных гнейсовых толщ в процессе гранитизации.

И пара- (А-1 — А-5), и ортоамфиболиты (А-6 — А-12) в разрезе СГ-3, так же как их аналоги на поверхности в обрамлении Печенгской структуры, близки не только по геологическим и петрохимическим признакам, но и обладают большим петрофизическим сходством (табл. 2.6).

Среди амфиболитов по аномальным значениям петрохимических параметров выделяются группы А-1 — А-5, исходными породами которых были туфогенно-хемогенно-терригенные образования (Архейский комплекс..., 1991). Для этих групп (кроме А-4) характерна наиболее высокая глиноземистость  $A$  и пониженные значения параметров железистости и основности ( $F$  и  $f$ ). Группа А-4, представленная ритмично-слоистыми эпидозитовыми амфиболитами, выделяется не только четкой и тонкой ритмичной слоистостью, обусловленной чередованием существенно эпидозитовых прослоев с мономинеральными клинопироксен-роговообманковыми, но и очень низким значением параметра  $A$ , являющимся петрохимическим индикатором этой группы. Другие группы параамфиболитов по петрохимическим параметрам занимают некое среднее положение. Среди ортоамфиболитов выделяются группы А-12 и А-11. Для группы А-12

(биотит-роговообманковые амфиболиты) с совершенной сланцеватостью характерна повышенная железистость  $f$  и полевошпатовость  $M$  при преобладании  $MgO$  над  $CaO$ . Наименьшее значение  $CaO/MgO$  характерно для группы флогопит-антофиллит-актинолитовых амфиболитов (А-11), для которых также отмечается повышение железистости, полевошпатовости, но уменьшение основности  $F$  и глиноземистости. Вариации рассмотренных петрохимических параметров обусловили некоторые различия и в петрофизических характеристиках пара- и ортоамфиболитов: первые — менее плотные и менее магнитные, чем вторые, хотя скорость упругих волн в первых выше, чем в ортоамфиболитах (см. табл. 2.6). Это различие объясняется более лейкократовым составом параамфиболитов и более высокой степенью их гранитизации.

В южном крыле Печенгской структуры встречены несколько разновидностей амфиболитов, характеризующихся широкими пределами изменения плотности. Наиболее низкие плотности свойственны рассланцованным амфиболитам, почти не отличающимся от амфибол-биотитовых сланцев. Степень рассланцевания пород таких амфиболитов обратно пропорциональна их плотности. Другую группу составляют перекристаллизованные амфиболиты и габбро-амфиболиты, плотность которых изменяется в относительно узких пределах — от 2,88 до 3,04 г/см<sup>3</sup> при содержании в них до 60% амфибола. В результате метаморфических процессов в этих породах отмечается появление анхимономинеральных амфиболитов, характеризующихся высокой плотностью (от 3,0 до 3,20 г/см<sup>3</sup>). Эти амфиболиты иногда бывают обогащены сульфидами, повышающими их намагнитченность в основном за счет остаточной намагнитченности. В целом же амфиболиты всех разновидностей слабо магнитны.

Выявленное распределение амфиболитовых тел в разрезе, их преимущественно согласное залегание, небольшая толщина, но достаточно высокое содержание (34%) в гнейсовом комплексе приводят к выводу, что основные породы являются структурно-вещественным компонентом земной коры, вносящим существенный вклад в ее неоднородное, слоистое и, следовательно, анизотропное строение.

Накопленная информация дает основание утверждать, что ряд вещественных, структурных, геофизических и геодинамических неоднородностей разного ранга в некоторых случаях можно также трактовать как проявления анизотропии. Обширность и новизна этой информации потребовали создания классификации такого явления, как анизотропия геологических объектов различных рангов (табл. 2.7). Созданная классификация позволяет систематизировать результаты комплексных геолого-геофизических исследований путем обобщения или дифференциации различных процессов возникновения анизотропии как по механизму, так и по масштабу.

Петрофизические и петрохимические характеристики амфиболиты кольско-беломорского комплекса в разрезе СГ-3

Амфиболиты	$\sigma$ , г/см <sup>2</sup>	$n$ , %	$\kappa \cdot 10^{-5}$ СИ	$V_p$ м/с	$J_r \cdot 10^{-3}$ , А/м	$\rho_k$ , Ом·м	F	f	A	M	CaO/MgO
A <sub>1</sub>	$\frac{2,92-3,04}{2,94}$ (31)	$\frac{0,65-1,45}{0,78}$ (9)	$\frac{48-149}{81}$ (31)	$\frac{1840-3700}{3310}$ (12)	$\frac{20-400}{183}$ (11)	$\frac{1,0-1,4}{1,3}$ (5)	$\frac{0,40-0,48}{0,44}$ (40)	$\frac{0,15-0,44}{0,21}$ (40)	$\frac{-1,0 - +4,92}{4,01}$ (40)	$\frac{0,15-0,42}{0,35}$ (40)	$\frac{1,52-2,71}{2,36}$ (40)
A <sub>2</sub>	$\frac{2,89-3,01}{2,98}$ (8)	0,65 (1)	$\frac{44-62}{57}$ (8)	3630 (1)	230 (1)	2,3 (1)	$\frac{0,44-0,64}{0,52}$ (10)	$\frac{0,31-0,36}{0,35}$ (9)	$\frac{+0,26 - +5,8}{2,08}$ (10)	$\frac{0,25-0,30}{0,28}$ (9)	$\frac{0,92-2,62}{2,05}$ (9)
A <sub>3</sub>	$\frac{2,87-3,04}{2,96}$ (21)	$\frac{0,59-0,62}{0,61}$ (3)	$\frac{26-55}{44}$ (21)	$\frac{2340-3280}{3120}$ (5)	$\frac{20-230}{102}$ (6)	$\frac{1,9-2,3}{2,0}$ (7)	$\frac{0,34-0,40}{0,38}$ (27)	$\frac{0,16-0,56}{0,31}$ (26)	$\frac{-2,2 - +4,85}{2,74}$ (27)	$\frac{0,22-0,46}{0,27}$ (27)	$\frac{0,50-2,00}{1,55}$ (27)
A <sub>4</sub>	$\frac{2,97-3,00}{3,00}$ (6)	$\frac{0,40-0,72}{0,61}$ (3)	$\frac{48-440}{81}$ (6)	$\frac{3000-3300}{3140}$ (3)	$\frac{80-748}{247}$ (4)	1,7 (1)	$\frac{0,39-0,51}{0,41}$ (6)	$\frac{0,34-0,40}{0,35}$ (6)	$\frac{-0,09 - +1,06}{0,87}$ (6)	$\frac{0,20-0,33}{0,22}$ (6)	$\frac{1,57-1,92}{1,86}$ (6)
A <sub>5</sub>	$\frac{2,77-2,84}{2,81}$ (4)	$\frac{0,73-1,20}{0,90}$ (3)	$\frac{10-70}{18}$ (4)	$\frac{2100-2500}{2340}$ (3)	$\frac{2-10}{5}$ (3)	$\frac{1,1-2,5}{1,8}$ (3)	$\frac{0,20-0,55}{0,30}$ (4)	$\frac{0,16-0,42}{0,25}$ (4)	$\frac{+4,64 - +6,02}{5,26}$ (4)	$\frac{0,20-0,52}{0,34}$ (4)	$\frac{1,42-1,71}{1,59}$ (4)
A <sub>6</sub>	$\frac{2,90-3,14}{3,11}$ (8)	0,74 (1)	$\frac{100-196}{170}$ (8)	$\frac{2000-2080}{2040}$ (2)	$\frac{30-420}{225}$ (4)	$\frac{1,4-2,4}{1,9}$ (2)	$\frac{0,40-0,68}{0,43}$ (19)	$\frac{0,34-0,60}{0,43}$ (19)	$\frac{-3,7 - +5,1}{-2,2}$ (9)	$\frac{0,28-0,64}{0,48}$ (19)	$\frac{0,39-1,54}{1,27}$ (19)
A <sub>7</sub>	$\frac{2,96-3,14}{3,05}$ (41)	$\frac{0,56-0,65}{0,62}$ (14)	$\frac{34-520}{223}$ (41)	$\frac{2790-4980}{3140}$ (40)	$\frac{111-680}{269}$ (16)	$\frac{1,3-5,4}{1,8}$ (13)	$\frac{0,38-0,49}{0,45}$ (47)	$\frac{0,31-0,41}{0,37}$ (37)	$\frac{+0,70 - +4,12}{1,55}$ (47)	$\frac{0,17-0,26}{0,23}$ (47)	$\frac{1,60-2,90}{2,57}$ (47)
A <sub>8</sub>	$\frac{3,02-3,10}{3,08}$ (3)	0,56 (1)	$\frac{50-120}{81}$ (3)	2650 (1)	18 (1)	1,2 (1)	$\frac{0,40-0,63}{0,57}$ (3)	$\frac{0,36-0,64}{0,42}$ (3)	$\frac{+1,52 - +2,13}{1,94}$ (3)	$\frac{0,20-0,26}{0,23}$ (3)	$\frac{1,96-2,17}{2,07}$ (3)
A <sub>9</sub>	$\frac{3,02-3,06}{3,04}$ (2)	0,80 (1)	$\frac{50-80}{65}$ (2)	$\frac{2600-2940}{2770}$ (2)	$\frac{40-96}{48}$ (2)	2,2 (1)	$\frac{0,38-0,46}{0,42}$ (2)	$\frac{0,30-0,46}{0,38}$ (2)	$\frac{-6,8 - +1,95}{-2,42}$ (2)	$\frac{0,40-0,44}{0,42}$ (2)	$\frac{1,58-1,70}{1,64}$ (2)
A <sub>10</sub>	$\frac{2,94-3,00}{2,96}$ (4)	0,62 (1)	$\frac{50-53}{51}$ (4)	3960 (1)	30 (1)	2,0 (1)	$\frac{0,42-0,48}{0,44}$ (4)	$\frac{0,29-0,40}{0,32}$ (4)	$\frac{+1,16 - +2,28}{2,0}$ (4)	$\frac{0,19-0,29}{0,26}$ (4)	$\frac{1,74-1,75}{1,75}$ (4)
A <sub>11</sub>	$\frac{2,95-2,98}{2,97}$ (15)	$\frac{0,60-0,82}{0,71}$ (2)	$\frac{84-193}{106}$ (15)	$\frac{2800-3180}{2890}$ (2)	$\frac{40-46}{43}$ (2)	$\frac{1,8-2,2}{1,6}$ (2)	$\frac{0,25-0,38}{0,34}$ (19)	$\frac{0,49-0,52}{0,50}$ (19)	$\frac{-3,1 - +0,13}{-0,89}$ (19)	$\frac{0,53-0,61}{0,56}$ (19)	$\frac{0,33-1,10}{0,86}$ (19)
A <sub>12</sub>	$\frac{2,91-3,10}{2,99}$ (3)	$\frac{0,38-0,64}{0,47}$ (3)	$\frac{10-80}{51}$ (3)	$\frac{3500-3980}{3740}$ (2)	$\frac{30-42}{36}$ (2)	4,0 (1)	$\frac{0,36-0,53}{0,43}$ (3)	$\frac{0,25-0,51}{0,37}$ (3)	$\frac{+0,33 - +2,07}{1,18}$ (3)	$\frac{0,16-0,28}{0,20}$ (3)	$\frac{1,40-1,64}{1,52}$ (3)

Примечания: 1. В числителе – пределы колебаний параметров, в знаменателе – средние значения, в скобках – число определений.  
2. Условные обозначения:  $n$  – открытая пористость;  $\rho_k$  – кажущаяся сопротивляемость; определены при водонасыщении пород раствором NaCl (3 г/л); остальные обозначения см. в табл. 2.2, 2.3.

Таблица 2.7

Ранжированный ряд анизотропных объектов континентальной земной коры в геопространстве СГ-3 (Кузнецов и др., 1991)

Ранги	Анизотропные геологические объекты, физические поля, их толщина	Элементы, вносящие вклад в анизотропию объекта
I	Минералы	Строение кристаллической решетки, дефекты строения кристаллической решетки
II	Горная порода со значимо выраженными текстурными и структурными элементами; толщина от первых миллиметров до первых десятков сантиметров	Директивные текстуры: слоистые, полосчатые, плоскопараллельные, линейные, лежащие преимущественно в плоскости пласта
III	Слои туфогенно-осадочных пород, согласные и секущие тела изверженных и метаморфических пород, разрывные нарушения; толщина – от первых десятков сантиметров до первых сотен метров; физические поля III ранга	Горные породы с резко выраженными директивными текстурами
IV	Формации, толщи, свиты, разломы; толщина – от первых сотен метров до первых километров; физические поля IV ранга	Слои туфогенно-осадочных пород, согласные и секущие тела изверженных и метаморфических пород, разрывные нарушения; физические поля III ранга
V	Осадочно-вулканогенный слой, гранитометаморфический слой, чарнокит-эндербитовый слой, протокора; толщина – от первых километров до первых десятков километров; физические поля V ранга	Формации, толщи, свиты, крупные разломы; физические поля IV ранга
VI	Земная кора континентального типа, толщина – 40 км; физическое поле VI ранга	Осадочно-вулканогенный слой (каральский комплекс – 0–6840 м), гранитометаморфический слой (кольско-беломорский комплекс – 6,8–17,0 км), чарнокит-эндербитовый слой – 17–30 км; протокора – 30–40 км (дацит-трондьемиты и их реститы); физические поля V ранга

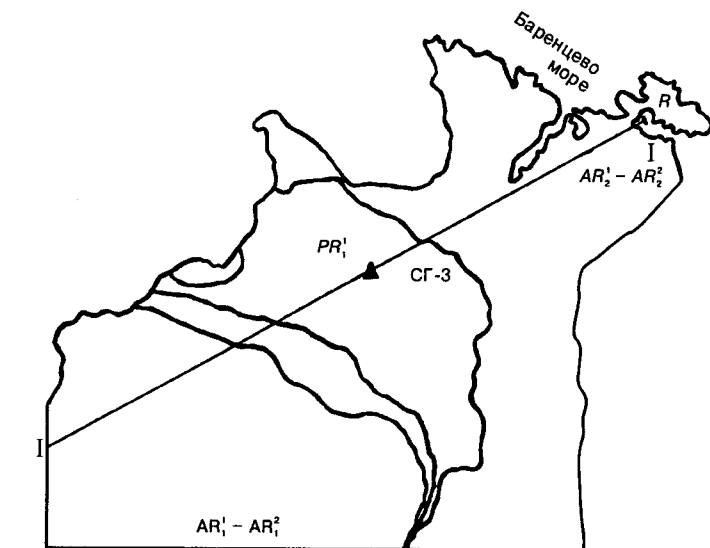
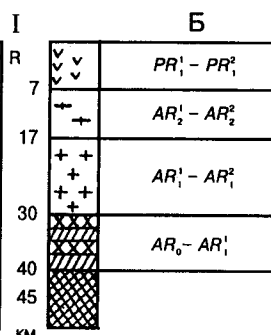
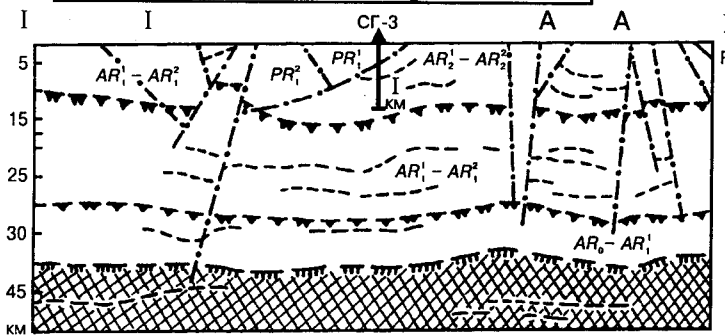


Рис.2.9. Геолого-геофизическая модель геопространства СГ-3. Структурно-фациальные комплексы в геопространстве СГ-3:

- 1 1 — мантия; 2 — глубинные разломы (зоны повышенной проницаемости); 3 — границы обмена сейсмических волн: а — внутрикоровые («слоевые»), б — внутрислоевые (Егоркин и др., 1991; Литвиненко и др., 1970); 4 — граница Мохо; 5 — скважина СГ-3; 6 — глубинный геопolygon по данным ГСЗ и МОВЗ (А) и в разрезе СГ-3 (Б); 7 — линия разреза
- 2 2 — глубинные разломы (зоны повышенной проницаемости); 3 — границы обмена сейсмических волн: а — внутрикоровые («слоевые»), б — внутрислоевые (Егоркин и др., 1991; Литвиненко и др., 1970); 4 — граница Мохо; 5 — скважина СГ-3; 6 — глубинный геопolygon по данным ГСЗ и МОВЗ (А) и в разрезе СГ-3 (Б); 7 — линия разреза
- 3 3 — границы обмена сейсмических волн: а — внутрикоровые («слоевые»), б — внутрислоевые (Егоркин и др., 1991; Литвиненко и др., 1970); 4 — граница Мохо; 5 — скважина СГ-3; 6 — глубинный геопolygon по данным ГСЗ и МОВЗ (А) и в разрезе СГ-3 (Б); 7 — линия разреза
- 4 4 — граница Мохо; 5 — скважина СГ-3; 6 — глубинный геопolygon по данным ГСЗ и МОВЗ (А) и в разрезе СГ-3 (Б); 7 — линия разреза
- 5 5 — скважина СГ-3; 6 — глубинный геопolygon по данным ГСЗ и МОВЗ (А) и в разрезе СГ-3 (Б); 7 — линия разреза
- 6 6 — глубинный геопolygon по данным ГСЗ и МОВЗ (А) и в разрезе СГ-3 (Б); 7 — линия разреза
- 7 7 — линия разреза



Неоднородность земной коры и, в целом, общепризнанная слоистость структуры планеты как в ее крупных рангах, так и в более мелких иерархических подразделениях, вскрытых СГ-3 на протяжении более 12 км, является важнейшим фактором и следствием как планетарного, так и корового уровня организации и самоорганизации вещества и связана в основном с его гравитационным распределением. Слоистое строение различных уровней уверенно коррелирует с петрофизической и геофизической, а в крупном ранге — с сейсмологической информацией, представленной на геолого-геофизической модели геопространства Кольской сверхглубокой скважины (рис. 2.9), созданной на основе модели Кременецкого и Овчинникова (1983, 1986).

Слоистость, очевидно, имеет гипогенно-гипергенный характер, обусловленный ростом давления (по радиусу к ядру планеты) и гравитационной дифференциацией. Глубже 5 км слоистость в протерозое и в верхней части архея имеет пологое, а порой и горизонтальное залегания, что хорошо коррелирует с моделью геопространства СГ-3 (см. рис. 2.9).

Наиболее дискуссионным считается вопрос о природе пологих сейсмических границ в нижней части консолидированной земной коры. При физическом подходе сейсмические разделы трактуются как границы фазовых превращений вещества в условиях высоких температур и давлений (Магницкий, 1965) либо как контакты пород, имеющих различный химический состав (Рахимова, 1964). При геологическом истолковании сейсмические площадки увязываются не только с литолого-стратиграфическими границами, но и с существованием особых «фронтов метаморфизма», развивающихся в специфических условиях земных недр (Булин, 1970; Косминская, Ризниченко, 1963; Минц и др., 1987; Павленкова, 1989), или с границами несогласий отдельных комплексов, т.е. с границами структурного или тектонического характера.

Таким образом, Кольская сверхглубокая скважина открыла доступ к прямой информации о существенном расслоении земной коры, о вещественном составе этих слоев, их геодинамике и тем самым стимулировала создание альтернативных моделей строения континентальной коры в геопространстве СГ-3. Сложность подобного моделирования определяется неоднозначностью и неопределенностью проявлений тектогенеза для разных блоков земной коры, но даже приближенные решения представляют несомненный интерес для прогнозирования состава глубоких горизонтов континентальной коры (Соболев, Бабейко, 1994).

## Выводы

1. Кольская сверхглубокая скважина подтвердила существовавшее представление о неоднородном анизотропном сложении земной коры континентального типа, выраженном чередованием субгоризонтально-слоистых оболочек. Слоистое строение земной коры является след-

ствием организации и самоорганизации корового вещества, в котором существенную роль играет гравитационное распределение. Строение коры во многих чертах уверенно коррелирует с петрофизической и геофизической, а в крупном ранге — с сейсмологической информацией.

2. Предложенное ранжирование объектов в разрезе земной коры на основе системного подхода, базирующееся на эмпирическом выделении объектов, позволило произвести ранговый анализ разреза земной коры, обеспечить адекватность применяемых методов исследуемым иерархическим единицам и корректность их сопоставления.

3. Оригинальные, специализированные методы изучения древних, глубоких горизонтов земной коры с последующим анализом представленного массива геологических, магнитно-, сейсмо- и ядерно-физических данных в геопространстве Кольской сверхглубокой скважины установили четкую стратиграфическую последовательность и ритмичность формирования нижнепротерозойских и позднеархейских стратонтов в глубочайшем разрезе докембрия. С вещественным, литологическим составом ритмов согласуются ритмограммы физических характеристик пород, отражающих особенности эволюции вещества в пространстве и времени.

4. Геолого-структурными и магнитометрическими методами, взаимно дополняющими и контролирующими друг друга, в архейской части разреза на глубине от 6,8 до 11,8 км определены пространственные положения и элементы залегания маркирующих пластов и толщ и выявлена антиклинальная сложно-складчатая структура, юго-восточное крыло которой падает под углами от 5 до 65° на юго-восток 120–140° (интервал 6,8–9,7 км), а северо-западное крыло — на запад — северо-запад под углами от 30 до 60°.

5. Анализ петрофизического материала в комплексе с петрохимическими и литолого-стратиграфическими данными позволил экспериментально установить природу волноводов в земной коре, обусловленную фрактальностью среды. Это универсальное свойство определяется не только структурно-вещественными особенностями пород, но и их сложнонапряженным состоянием.

6. Бесспорно интересным является факт, что палеошироты (26° с.ш.), устанавливаемые по наклону ЕОН для пород протерозойского и архейского комплексов, оказались близки, что может свидетельствовать об их формировании как единого блока без изменения относительных взаимных пространственно-временных координат. Тесная связь наклона вектора ЕОН с отношением скоростей продольных и поперечных волн отражает палеогеодинамический режим формирования стратонтов докембрия.

7. Отношение скоростей продольных и поперечных волн позволяет оценить направленность тектонических напряжений в породах докембрия, а также колебательных движений, определяющих закономерности изменения наклона вектора естественной остаточной намагниченности.

## Литература

- Архейский комплекс в разрезе СГ-3. МПГК проект 275 «Глубинная геология Балтийского щита». Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1991.
- Бахвалов А. И., Пономарев В. Н., Смолин П. П. и др. Магнитометрические исследования Кольской сверхглубокой скважины // Сов. геология. 1989. № 9. С.81–87.
- Бекасова Н. Б. Литолого-фациальное расчленение продуктивной толщи рудного поля Печенги // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1978. С.113–122.
- Булин Н. К. О природе пологих сейсмических границ в консолидированной земной коре // Геотектоника. № 4. 1970. С. 43–55.
- Горяинов П. М. Нелинейная тектоника. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1995. 44 с.
- Егоркин А. В., Галдин Н. Е., Зюганов С. К., Кагалова Л. И. Выделение блоков древнейшей коры Балтийского щита на продольном профиле МОВЗ-ГСЗ Печенга-Умбозеро-Ручьи // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С.107–122.
- Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Сулова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканической серии. М.-Л.: Наука, 1964. 207 с.
- Казанский В. И., Кременецкий А. А., Кузнецов Ю. И., Ланев В. С. Глубинное строение Печенгского рудного района по материалам сверхглубокого бурения // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 219–234.
- Козловский Е. А. Кольская сверхглубокая скважина // В мире науки. 1984. № 3. С. 38–49.
- Колесников Г. П., Торемнов В. А. Петрофизические особенности и расчленение продуктивной толщи Печенги // Вулканизм и седиментогенез докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1982. С.84–89.
- Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
- Косминская И. П., Ризниченко Ю. В. О природе слоистости земной коры и верхней мантии. АН СССР. 1963. Т.153. № 2.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
- Краснова А. Ф. Палеомагнетизм пород докембрия Карелии и возможность его применения для корреляции эндогенных процессов. Автореф. дис. канд. г.-м. наук. СПб, 1994. 18 с.
- Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н. Геохимия глубоких пород. М.: Наука, 1986. 262 с.
- Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н. Модель химического состава первичной коры континентов // ДАН СССР. 1983. Т.270. № 6. С.1462–1467.
- Кузнецов Ю. И., Медведев Р. В., Смирнов Ю. П. Принципы систематизации геологических объектов (по результатам исследований Кольской сверхглубокой скважины) // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 169–176.
- Литвиненко И. В., Кокорина Л. К. Структура земной коры Печенгского района // Состояние и задачи разведочной геофизики. М.: Недра, 1970.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965.
- Магматические и метаморфические комплексы пород Кольской сверхглубокой скважины // Труды ВСЕГЕИ. Л.: Недра. 1986. Т.335, 228 с.
- Методические рекомендации по изучению петромагнитных и магнитных свойств пород, вскрытых сверхглубокими скважинами. Тверь, 1992. 85 с.
- Миц М. В., Колпаков Н. И., Ланев В. С. и др. К вопросу о природе внутрикоровых субгоризонтальных сейсмических границ (интерпретация результатов бурения Кольской сверхглубокой скважины) // ДАН СССР. 1987. Т. 296. № 7. С. 71–76.
- Павленкова Н. И. Кольская скважина и ее значение для глубинных сейсмических зондирований // Сов. геология. 1989. № 6. С.16–23.
- Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Геохимия печенгского комплекса. Метаморфизированные осадки и вулканы. Л.: Наука, 1974. 139 с.
- Рахимова И. Ш. Об изменении скоростей продольных волн и плотностей при фазовых и химических превращениях в недрах Земли // Геофизический сборник. Киев: Наукова думка, 1964. Вып. 9 (11).
- Смолякин В. Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
- Смолякин В. Ф., Митрофанов Ф. П., Аведисян А. А. и др. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 255 с.
- Соболев С. В., Бабейко А. Ю. Расчет фазовых равновесий и упругих свойств магматических горных пород // Физика Земли. 1994. № 11. С. 3–19.
- Стратиграфический кодекс. (МСК). СПб., 1992. 120 с.
- Фадеев В. Е. Нелинейные явления и их роль в геотектонике // Геотектоника. 1993. № 1. С. 7–12.
- Федер Е. Фракталы. М.: Мир, 1991. 260 с.
- Чудинова В. Е., Миц М. В., Глаголев А. А. Вопросы стратиграфии и метаморфизма пород фундамента Печенгской структуры // Изв. АН СССР. Серия. Геология. № 6. 1987.
- Широкова И. Я., Ланев В. С., Смирнов Ю. П. и др. Поведение радиоактивных элементов на нижних горизонтах разреза Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений. 1990. № 5. С. 87–95.
- Kremenetsky A. A., Milanovsky S. Yu. and Ovchinnikov L. N. A heat generation model for continental crust based on deep drilling in the Baltic Shield // Tectonophysics. 1989. V.159. № 3/4. P. 231–246.

## Глава 3

U–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОРОД АРХЕЙСКОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА  
КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

Датирование архейских пород имеет существенное значение для изучения истории формирования древнейшей континентальной коры региона, вскрытой разрезом скважины на глубинах 6842–12 262 м. Результаты U–Pb изохронного датирования шести фракций циркона массой от 5,8 до 25,1 мг, выделенных из четырех образцов с глубин 7973, 9745, 10 557 и 11 045 м, опубликованы Г. Г. Дук и др. (1989). Верхнее пересечение изохроны с конкордией показало возраст в  $2865 \pm 50$  млн. лет, нижнее —  $1990 \pm 70$  млн. лет, что интерпретируется как возраст диафореза гранулитов кольской серии в условиях амфиболитовой фации и время проявления регрессивного метаморфизма в термодинамическом режиме андалузит-силлиманитового типа (Дук и др., 1989).

Циркон с глубины 9745 м, использованный в приведенной выше работе, был исследован на ионном микрозонде SHRIMP. Установлено, что по верхнему и нижнему пересечениям с конкордией он соответствовал возрасту  $2933 \pm 54$  и  $1497 \pm 154$  млн. лет (Бибикина и др., 1993). Этими же авторами по цирконам из мусковит-микроклиновых метасоматитов среди гнейсов десятой толщи, залегающих на глубинах 12 188–12 207 м, методом изотопного разбавления определено конкордантное значение времени образования цирконов в  $2225 \pm 5$  млн. лет.

Ю. А. Балашовым и др. (Balashov et al., 1992) приводятся данные U–Pb датирования циркона (навески от 2,2 до 13,6 мг) из четырех образцов тоналитовых гнейсов амфиболит-тоналит-плаггиогранитного комплекса (АТПК) с глубин 11 762–11 957 м, время образования которых определено в  $2752 \pm 13$  млн. лет. Для трех фракций циркона из биотитовых и двуслюдяных гнейсов этими авторами, использовавшими для построения изохроны также данные Г. Г. Дук и др. (1989) для аналогичных по составу пород с глубин 10 557 и 11 045 м, получены дискордантные значения возраста соответственно в  $2646 \pm 32$  и  $1758 \pm 96$  млн. лет.

Цирконы из семи образцов (биотитовых гнейсов, гнейсов с высокоглиноземистыми минералами, амфиболитов) с глубин от 7150 до 10 315 м анализировались В. Г. Заславским методом термоионной эмиссии, и по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  для них определен возраст от  $2620 \pm 20$  до  $2800 \pm 12$  млн. лет, что интерпретируется как время проявления гранулитовой фации метаморфизма

в породах фундамента Печенгской структуры (Кольская сверхглубокая, 1984).

Модельное значение возраста протолита плаггиогранитоидов АТПК, рассчитанное по данным Rb–Sr метода, составляет 2948 млн. лет (Balashov et al., 1992) и согласуется с результатами модельных датировок этих пород Sm–Nd методом (2918–2920 млн. лет; Timmerman, Daly, 1995).

*Аналитические методы.* Сепарация цирконов производилась главным образом в Геологическом институте Кольского научного центра РАН. Химическая подготовка цирконов и изотопно-геохимические измерения выполнены в Геохронологической лаборатории Королевского музея Онтарико (Торонто, Канада). Для анализа отбирались цирконы без видимых трещин, включений и других неоднородностей; некоторые из них были абрадированы с целью определения современных потерь свинца (Krogh, 1982). Растворение образцов произведено по методикам, описанным Т. Кроу (Krogh, 1973), в присутствии смешанного  $^{235}\text{U}/^{205}\text{Pb}$  трассера. Pb и U выделялись в обменных колонках малой вместимости ( $0,05 \text{ см}^3$ ) в растворе HCl и H<sub>2</sub>O. Бланки составляли для U < 0,5 пг и для Pb < 2 пг. При анализе как единичных зерен, так и фракций, состоящих из нескольких зерен циркона, изотопные измерения производились на масс-спектрометре VG354 с использованием констант распада по А. Джеффи и др. (Jaffey et al., 1971). Вычисления возрастов произведены с доверительным интервалом 95%.

3.1. Описание вмещающих пород,  
цирконов и результаты их  
изотопного анализа

На рис. 3.1 дан схематический геологический разрез Кольской сверхглубокой скважины с указанием глубины отбора образцов. Далее приведено краткое описание вмещающих пород, выделенных из них цирконов и результаты их изотопного анализа.

*Протерозойские порфириовидные граниты* (образцы 54, 55, 56). Порфириовидные граниты, вскрытые скважиной на различных глубинах, имеют выдержанный минеральный состав (массовая доля, %): кварц — 26,5, плаггиоклаз — 37,4 (An 18–23 в центре, 6–12 в краевых

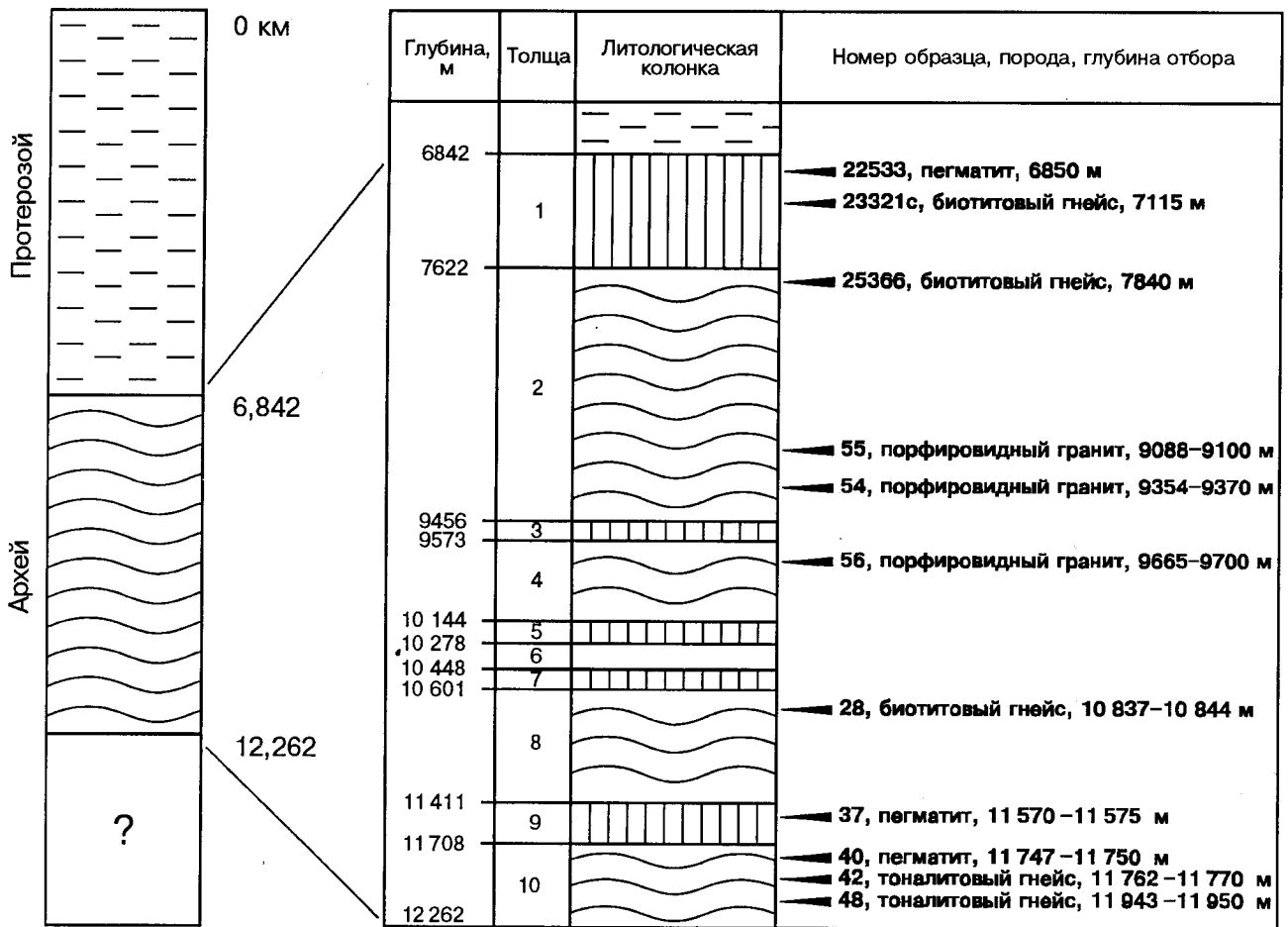


Рис. 3.1. Схематический геологический разрез Кольской сверхглубокой скважины с указанием глубины отбора изученных образцов. Все подразделения архейских пород даны по работе (Архейский комплекс..., 1991):

1, 3, 5, 7, 9 — гнейсы с высокоглиноземистыми минералами (гранатом, андалузитом, силлиманитом); 2, 4, 6, 8 — биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, местами с железистыми кварцитами; 10 — амфиболит-тоналит-плаггиогранитный комплекс (верхняя часть толщи) и биотит-амфиболовые гнейсы

частях зерен), микроклин — 34,1, биотит — 1,3, мусковит — 0,7. Акцессорные минералы (2%) — магнетит, ильменит, пирит, пирротин, цоизит, ортит, монацит, гранат, апатит и циркон. Цирконы из всех образцов представлены хорошо образованными кристаллами розоватого или сиреневого цвета, размером 0,06–0,2 мм, с преобладающей удлинённостью 2–4 без видимых признаков растворения на гранях и ребрах кристаллов. Из проанализированных четырех фракций циркона первая фракция (#1, табл. 3.1) состоит из призматического, удлиненного зерна циркона, давшего конкордантный результат в  $1766 \pm 4$  млн. лет (рис. 3.2). Фракция #2 из того же образца, состоящая из трех неабрадированных короткопризматических кристаллов, имеет 0,5% дискордантности и касается конкордии, показывая возраст  $1762 \pm 4$  млн. лет по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Фракции #3 и #4, имеющие возраст соответственно  $1766 \pm 3$  и  $1765 \pm 6$  млн. лет, характеризуются 0,4% отклонения от конкордии. Все четыре анализа показали сходный воз-

раст, неразличимый и конкордантный в пределах аналитических ошибок определения. Конкордантный результат фракции #1 ( $1766 \pm 4$  млн. лет) хорошо оценивает возраст исследованного циркона, тогда как среднее значение возраста ( $1765 \pm 2$  млн. лет) по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  наиболее приемлемо для цирконов всех изученных фракций. Близкое значение изотопных отношений между абрадированными и неабрадированными цирконами показывает, что современные потери свинца из этих цирконов были незначительны.

*Тоналитовые гнейсы амфиболит-тоналит-плаггиогранитного комплекса* (образцы 42, 48). Два исследованных образца тоналитовых гнейсов содержат 56,3–59,6% плаггиоклаза (An 30–35), 28,4–30,6% кварца, 9,5–10,7% биотита, <0,5% микроклина и акцессорные пирит, цоизит, ортит, апатит, сфен и циркон. Цирконы из образца 42 были выделены в Геологическом институте Кольского научного центра РАН и в Королевском музее Онтарио (Канада). Цирконы из этих сепара-

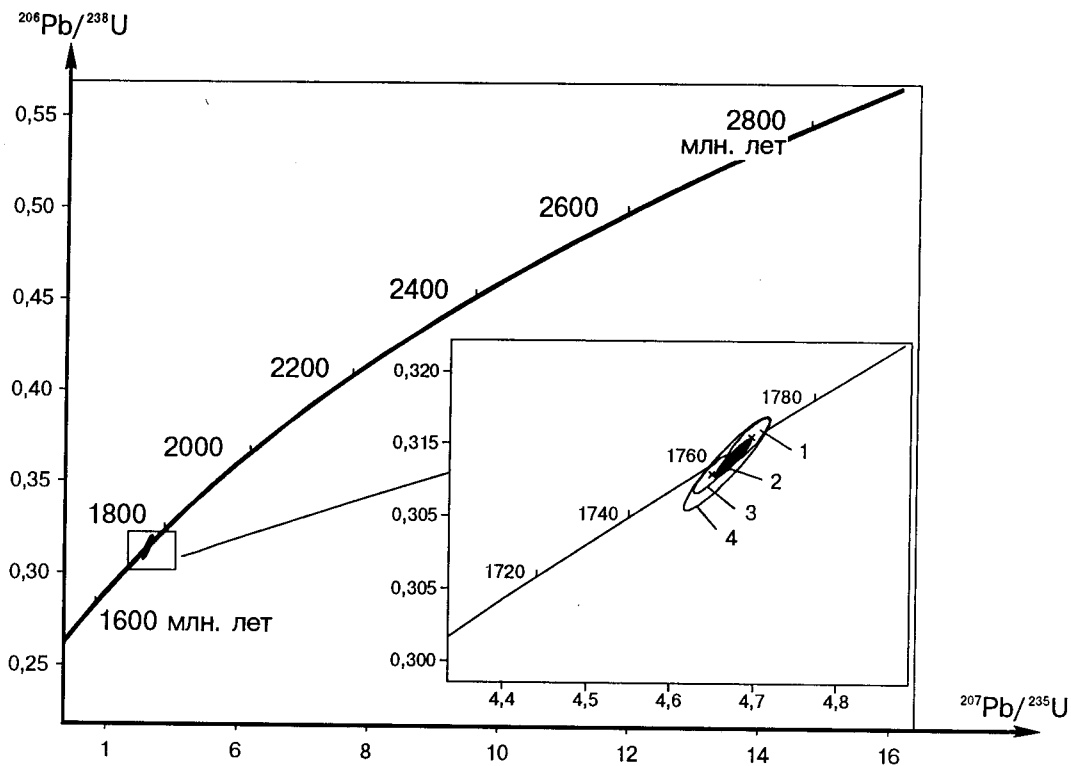


Рис. 3.2. U–Pb изотопная диаграмма для цирконов из порфиридных гранитов:

○ — абрадируемых; ● — неабрадируемых; 1, 2 — образец 56; 3 — образец 54; ; — образец 55

тов идентичны по морфологии и имеют близкие изотопные отношения U и Pb, что свидетельствует об отсутствии их контаминации веществом другого состава. Цирконы образцов 42 и 48 идентичны по морфологии и представлены слабоокрашенными призматическими кристаллами удлиненностью от 2 до 4 и размером 0,04–0,1 мм. Для некоторых изученных зерен свойственны следы метаморфической резорбции, выраженные в округлении ребер и углов ограничения кристаллов.

Анализы цирконов образца 42 выполнены по трем фракциям, состоящим из нескольких зерен (#9, #10, #11, см. табл. 3.1) и по четырем монокристаллическим фракциям (#5, #6, #7, #8). Фракции #6 и #9 перед растворением не абрадировались. Для всех семи фракций в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  –  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  (рис. 3.3) получена линейная зависимость с возрастом в 2832±6/–5 млн. лет по верхнему пересечению дискордии и в 1781±60/–58 млн. лет по нижнему пересечению дискордии с конкордией (вероятность аппроксимации 96,2%).

Результаты анализов двух фракций цирконов (#13, #17, табл. 3.1), состоящих из нескольких зерен, и четырех монокристаллических фракций (#12, #14, #15, #16) образца 48 определяют возраст (рис. 3.4) по верхнему пересечению дискордии в 2835±6/–4 млн. лет и по нижнему пересечению – в 1645±242/–201 млн. лет (вероятность аппроксимации 62,7%). Для образца 48, как и для образца 42, не установлено существенного раз-

личия в составе абрадируемых и неабрадируемых цирконов.

**Пегматиты** (образцы 40, 37 и 22533). Пегматиты встречаются по всему разрезу архейского комплекса СГ-3. В настоящей работе U–Pb методом впервые датированы цирконы из пегматитов с различных глубин разреза. Образец 40 отобран из двуслюдяного пегматита с глубины 11 747–11 750 м, пересекающего тоналитовые гнейсы АТПК, входящего в состав десятой толщи. Исследованный образец состоит (массовая доля, %) из плагиоклаза (39,2, An 15–18), кварца (29,2), микроклина (22,7), мусковита (5,7), биотита (3,0) и содержит акцессорные (0,2) гранат, силлиманит, пирит, пирротин, цоизит, ортит, апатит, циркон и молибденит. Среди кристаллов циркона выделены два морфологических типа. Кристаллы первого типа сходны с цирконами из образцов тоналитовых гнейсов 42 и 48, имеют призматический габитус, слабо окрашены и частично резорбированы. Кристаллы второго типа окрашены в коричневый цвет, имеют четкие кристаллографические очертания, размер 0,06–0,25 мм и содержат многочисленные крошечные просвечивающие, похожие на пузырьки включения. Вероятно, кристаллы циркона первого типа являются ксенокристаллами, захваченными из вмещающих пород, тогда как цирконы второго типа были образованы при кристаллизации пегматитов.

Таблица 3.1

Характеристика и результаты изотопного анализа цирконов из пород Кольской сверхглубокой скважины

Описание цирконов	Масса, мкг	U, г/т	Th/U*	Pb, г/т	@Pb**, пг	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Возраст, млн. лет, в соответствии с			Степень дискордантности, %
										$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<b>ПОРФИРОВИДНЫЕ ГРАНИТЫ</b>													
<b>56 (9665–700 м)</b>													
#1, 1 кристалл	1	326	0,49	111	1,9	3330	0,31508	4,6921	0,10801	1765,7	1765,8	1766,0	0
#2, 3 кристалла, неабрадированные	3	760	1,35	311	6,9	6522	0,31275	4,6471	0,10777	1754,2	1757,8	1762,0	0,5
<b>54 (9354–370 м)</b>													
#3, 2 призматических кристалла	6	972	0,35	319	4,9	23590	0,31380	4,6720	0,10798	1759,4	1762,2	1765,6	0,4
<b>55 (9088–100 м)</b>													
#4, 3 призматических кристалла	1	723	0,94	278	8,9	1621	0,31361	4,6674	0,10794	1758,5	1761,4	1764,9	0,4
<b>ТОНАЛИТОВЫЕ ГНЕЙСЫ</b>													
<b>42 (11 762–770 м)</b>													
#5, 1 кристалл, КМО	2	109	0,31	67	3,4	2303	0,54789	15,1005	0,19989	2816	2822	2825	0,4
#6, 1 кристалл, неабрадированный	1	71	0,42	44	1,6	1546	0,54340	14,8967	0,19882	2798	2809	2817	0,8
#7, 1 кристалл, длинно-призматический	5	84	0,40	53	10	1406	0,54193	14,8023	0,19810	2792	2803	2811	0,8
#8, 1 кристалл	3	107	0,41	66	7	1472	0,53564	14,5580	0,19712	2765	2787	2803	1,6
#9, 8 неабрадированных КМО	7	116	0,30	70	19	1417	0,53218	14,3961	0,19620	2751	2776	2795	1,9
#10, 20 резорбированных кристаллов	26	84	0,33	48	7,2	9759	0,51217	13,4941	0,19109	2666	2715	2752	3,8
#11, 4 длинно-призматических КМО	6	157	0,14	84	3,7	8251	0,50155	13,0130	0,18818	2621	2681	2726	4,7
<b>48 (11 934–950 м)</b>													
#12, 1 кристалл	1	169	0,13	100	2,9	2045	0,55090	15,2418	0,20066	2829	2831	2832	0,1
#13, 5 кристаллов, неабрадированных	10	174	0,23	105	12	4880	0,54992	15,2161	0,20068	2825	2829	2832	0,3
#14, 1 кристалл	2	171	0,47	106	1,9	6138	0,54267	14,9088	0,19925	2795	2809	2820	1,1
#15, 1 кристалл, неабрадированный	3	146	0,23	87	6,2	2493	0,54047	14,7955	0,19854	2785	2802	2814	1,3
#16, 1 кристалл	2	80	0,26	48	3,9	1458	0,54029	14,7791	0,19839	2785	2801	2813	1,2
#17, 8 кристаллов, длинно-призматических	5	132	0,32	79	4,6	4876	0,54027	14,8250	0,19901	2785	2804	2818	1,5

Продолжение табл. 3.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<b>ПЕГМАТИТЫ</b>													
<b>40 (11 747-750 м)</b>													
#18, 1 бесцветный кристалл	1	133	0,23	75	5,1	866	0,50538	13,1106	0,18815	2637	2688	2726	4,0
#19, 1 коричневый кристалл	6	2369	0,05	1155	11,7	37690	0,47764	11,2647	0,17105	2517	2545	2568	2,4
#20, 1 коричневый кристалл	1	2461	0,04	1283	5,8	13862	0,50616	12,8206	0,18370	2640	2667	2687	2,1
#21, 1 коричневый кристалл	3	2731	0,04	1373	12,2	21399	0,49055	12,1237	0,17925	2573	2614	2646	3,3
<b>22533 (6850 м)</b>													
#22, 1 коричневый кристалл	1	3752	0,14	1807	14,9	7553	0,45991	10,8452	0,17103	2439	2510	2568	6,0
<b>37 (11 570-575 м)</b>													
#23, 1 коричневый кристалл	4	3015	0,01	1290	1,9	17524	0,42845	9,3553	0,15836	2299	2374	2438	6,8
<b>БИОТИТОВЫЕ ГНЕЙСЫ</b>													
<b>28 (10 837-844 м)</b>													
#24, 1 кристалл	3	189	0,29	112	2,0	10049	0,54075	14,6587	0,19661	2787	2793	2798	0,5
#25, 1 кристалл	3	157	0,28	93	6,2	2662	0,53326	14,3619	0,19533	2755	2774	2788	1,4
#26, 1 кристалл	1	95	0,30	55	2,1	1078	0,52476	13,8643	0,19162	2719	2741	2756	1,6
#27, 1 кристалл, неабрадированный	1	131	0,13	74	3,4	665	0,51916	13,3497	0,18650	2696	2705	2712	0,7
#28, 1 кристалл, 2:1	1	95	0,14	51	1,8	911	0,50557	12,7282	0,18259	2638	2660	2677	1,8
#29, 6 призматический 4:1	9	241	0,25	128	4,9	13697	0,48858	12,3380	0,18315	2565	2631	2682	5,3
#30, 4 кристалла, неабрадированные	4	399	0,18	207	7,0	6959	0,48718	12,1524	0,18091	2559	2616	2661	4,7
#31, 1 кристалл	1	89	0,22	47	3,0	940	0,48723	12,0204	0,18060	2539	2606	2658	5,4
#32, 7 кристаллов 3:1	2	148	0,22	77	3,1	3021	0,47983	12,0703	0,18244	2527	2610	2675	6,7
#33, 1 кристалл, неабрадированный	2	235	0,07	109	9,3	1411	0,44013	9,9995	0,16478	2351	2435	2505	7,3
#34, 1 кристалл	1	529	0,06	229	3,1	4806	0,42501	9,3995	0,16040	2283	2378	2460	8,5
<b>23 321с (7115 м)</b>													
#35, 1 кристалл, длинно-призматический	2	291	0,17	159	5,7	3306	0,51128	12,9850	0,18420	2662	2679	2691	1,3
<b>25 366 (7840 м)</b>													
#36, 1 кристалл, 60 мкм	1	185	0,32	100	1,9	2987	0,48973	12,2078	0,18079	2570	2621	2660	4,1

\* Th/U вычислено из отношения  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

\*\* @Pb — общий обыкновенный свинец.

Примечание 1. Ошибка для изотопных отношений и возраста дана для 2σ.

2. КМО — цирконы, выделенные в Геохронологической лаборатории Королевского музея (Онтарио, Канада).

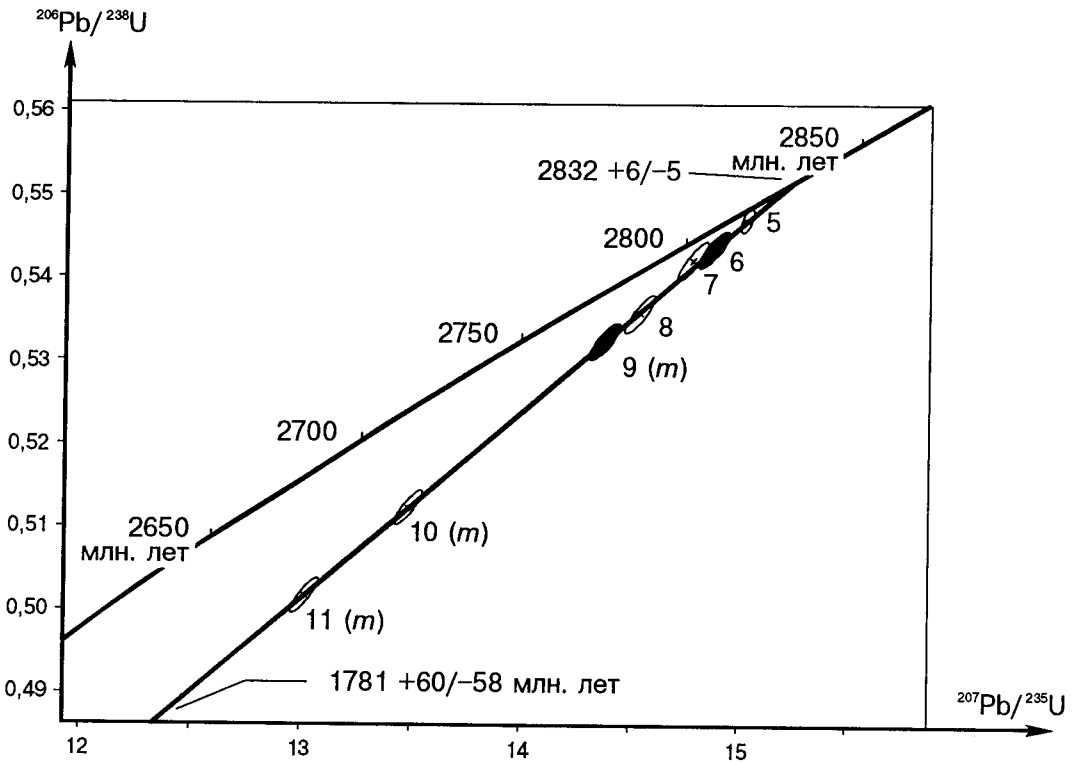


Рис. 3.3 U-Pb изотопная диаграмма для цирконов фракций #5-11 образца 42 из тоналитовых гнейсов АТПК (буквой *m* обозначены фракции, состоящие из нескольких зерен циркона):

○ — абрадированных; ● — неабрадированных

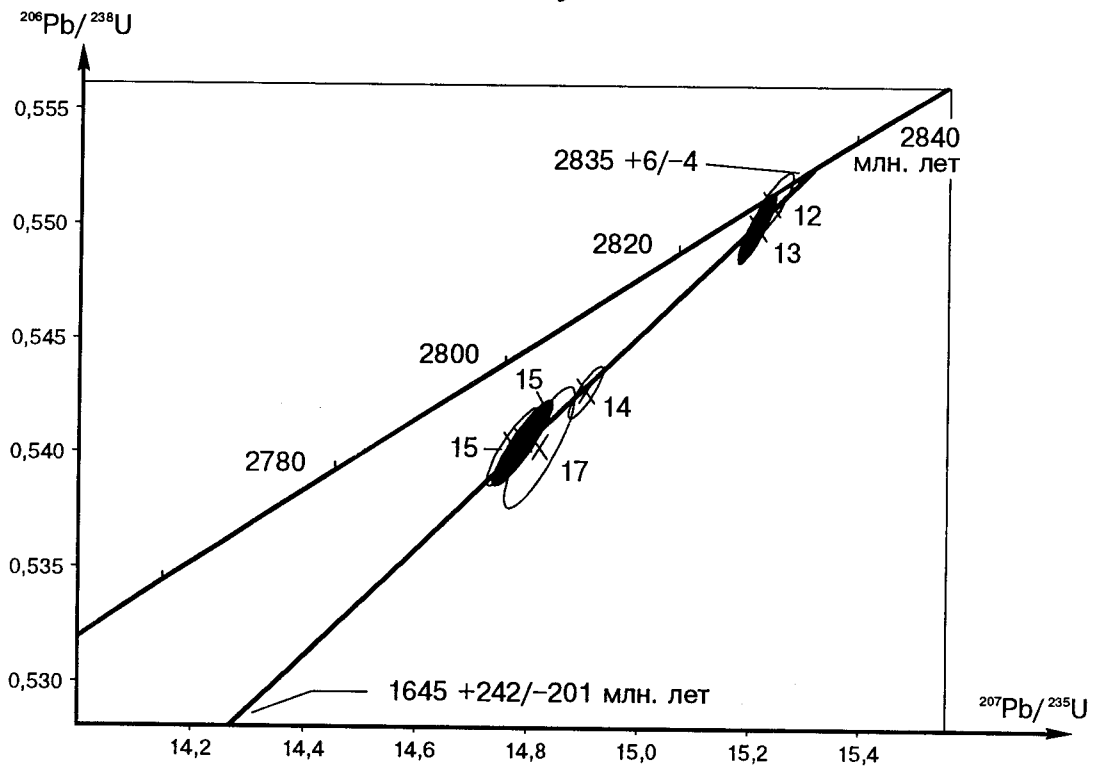


Рис. 3.4 U-Pb изотопная диаграмма для цирконов фракций #12-17 образца 48 из тоналитовых гнейсов АТПК:

○ — абрадированных; ● — неабрадированных

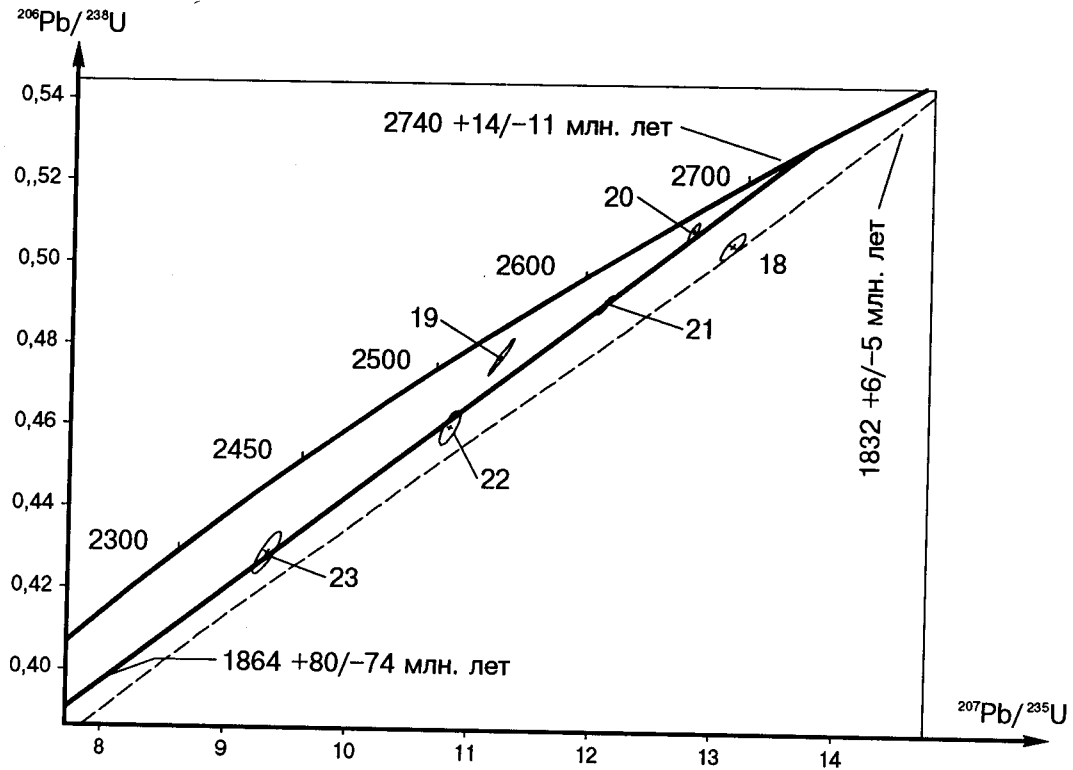


Рис. 3.5. U-Pb изотопная диаграмма для цирконов из пегматитов (фракции #18–21 из образца 40; #22 из образца 22533; #23 из образца 37):

— — дискордия, проведенная по результатам анализа цирконов фракций #20–23; - - - дискордия для цирконов образца 42 из тоналитовых гнейсов АТПК (данные анализа #18)

Образец 37 — из жилы двуслюдяного пегматита (глубина 11570–11575 м), пересекающего гранат–силлиманит–двуслюдяные гнейсы девятой толщи. Образец состоит (массовая доля, %) из кварца (46,8), плагиоклаза (40,2, Ан 23), силлиманита (8,7), мусковита (2,3) и биотита (2,0). Акцессорные минералы — гранат, пирротин, пирит, монацит, апатит, флюорит, циркон. Цирконы из этого образца аналогичны коричневым цирконам второго типа из образца 40.

В отличие от рассмотренных образцов образец 22533 (двуслюдяной пегматит) отобран из жилы мощностью в несколько сантиметров, пересекающей биотитовые гнейсы с гранатом, ставролитом и силлиманитом на глубине 6850 м. Несмотря на различие по глубине залегания, цирконы из образца 22533 по морфологии кристаллов аналогичны коричневым цирконам из образцов 40 и 37.

Проанализированы три монокристалла коричневого циркона (#19, #20, #21) и один слабоокрашенный кристалл (#18) из образца 40. Рассматриваемые типы цирконов отчетливо различаются по содержанию U: от 2369 до 2731 г/т в первой группе и 133 г/т в цирконе фракции #18, что находится в соответствии с предположением о ксеногенном характере последнего, захваченного из вмещающих тоналитов. Высокое содержание U установлено также в монокристаллах коричневого цир-

кона из образцов 22533 (фракция #22 — 3752 г/т) и 37 (фракция #23 — 3015 г/т, см. табл. 3.1).

Результаты анализов цирконов фракций #20, #21, #22 и #23 лежат на дискордии (рис. 3.5) с верхним и нижним пересечениями соответственно 2740±14/-11 и 1864±80/-74 млн. лет (вероятность аппроксимации 48,4%), а данные анализа одного коричневого циркона (#19) из образца 40 расположены влево от дискордии. Поскольку рассматриваемый циркон имеет такую же морфологию и аналогичное содержание элементов-примесей (U, Th, Pb), как и другие проанализированные коричневые цирконы, можно предполагать их образование в одно и то же время из сходных по составу расплавов, но с последующим преобразованием изотопной системы циркона #19 в период времени между 2740 и 1864 млн. лет.

Результат анализа слабоокрашенного зерна циркона (#18) из образца 40 лежит вправо от дискордии, образованной коричневыми цирконами из пегматитов, но близок к линии дискордии для цирконов из тоналитовых гнейсов образца 42, что согласуется с предположением о ксеногенном происхождении этого циркона при его захвате из вмещающих тоналитов.

*Биотитовые гнейсы* (образцы 28, 23321с, 25366). Биотитовый гнейс, представленный образцом 28, отобран из пород восьмой толщи с глубины 10 837–10 844 м

и состоит (массовая доля, %) из кварца (33,0), плагиоклаза (59,0, An 28–30), микроклина (2,3), биотита (5,5). Акцессорные минералы (0,2%) представлены цоизитом, ортитом, пиритом, апатитом, магнетитом и цирконом. Кристаллы циркона слабо окрашены, их размер колеблется в пределах 0,06–0,2 мм. В отличие от цирконов из тоналитовых гнейсов (образцы 42 и 48) рассматриваемые кристаллы показывают значительно большее разнообразие морфологических форм: среди них встречаются округлые изометрические зерна с большим количеством мелких граней, коротко- и длиннопризматические кристаллы с зерном неправильной формы, многие из которых несут следы растворения. Проанализированы восемь монокристаллов (#24, #25, #26, #27, #28, #31, #33, #34, см. табл. 3.1) и три фракции из нескольких зерен (#29, #30, #32), свидетельствующие о сложной истории формирования породы (рис. 3.6), с возрастными, определенными по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , в пределах от 2798 до 2460 млн. лет (см. табл. 3.1). Имеющиеся датировки протерозойских порфиридных гранитов, совпадающие с результатами датирования тоналитов и пегматитов по нижнему пересечению дискордии, подтверждают реальность термального события с возрастом около 1765 млн. лет, что позволяет проектировать верхние точки пересечения дискордий цирконов образца 28 в точку

на кривой конкордии с возрастом 1765 млн. лет. Возрастные данные, полученные по верхнему пересечению полученных дискордий с конкордией, изменяются от 2836 до 2730 млн. лет и соответствуют как возрасту образования тоналитовых гнейсов ( $2832\pm 6/-5$  и  $2835\pm 6/-4$  млн. лет), так и времени образования пегматитов в разрезе архейского комплекса СГ-3 ( $2740\pm 14/-11$  млн. лет). Таким образом, рассматриваемый гнейс содержит цирконы с возрастом, соответствующим возрасту тоналитовых гнейсов АТПК, а также цирконы, близкие по возрасту времени формирования пегматитов. Результаты анализа цирконов # 35 и #36 из образцов биотитовых гнейсов (23321с и 23366) также располагаются в поле распространения точек составов цирконов из образца 28 (см. рис. 3.6).

### 3.2. Обсуждение результатов

*Раннепротерозойское (~1765 млн. лет) магматическое событие.* Четыре конкордантные возрастные датировки для трех образцов порфиридных гранитов, приведенные в настоящей работе, достаточно точно определяют время кристаллизации гранитов в  $1765\pm 2$  млн. лет. Следует отметить, что полученные по нижнему пересечению дискордий возрастные значения для тоналитов

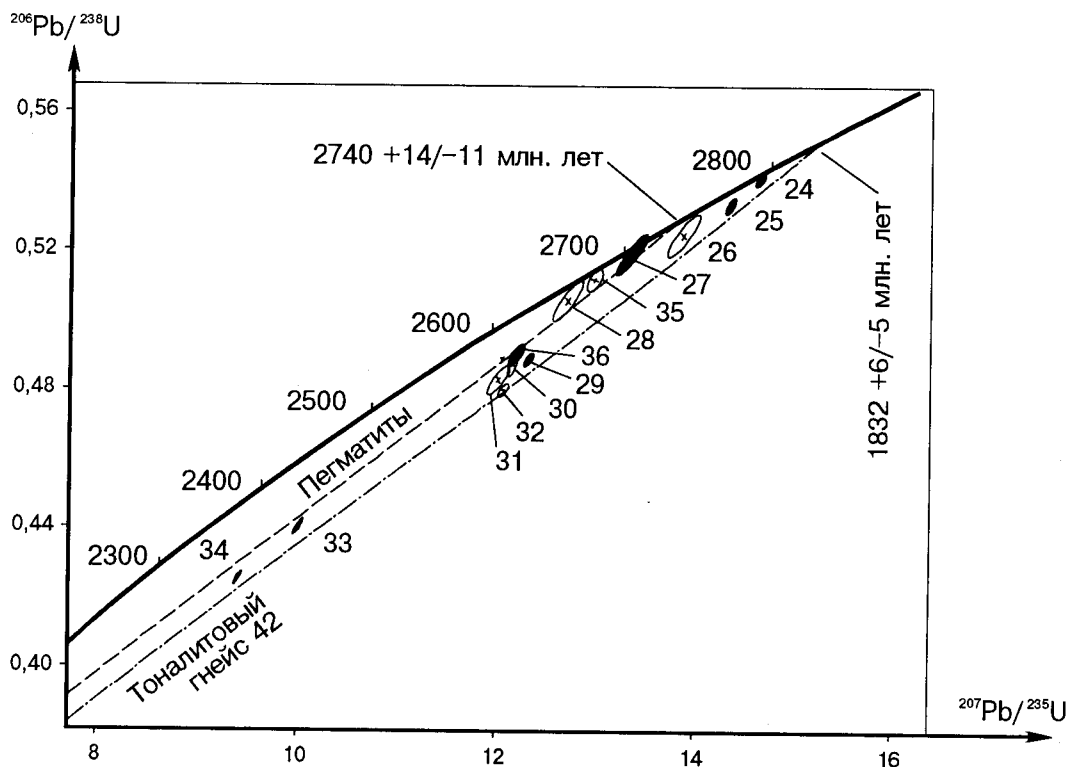


Рис. 3.6. U-Pb изотопная диаграмма для цирконов из биотитовых гнейсов (фракции #35 из образца 23321с; #36 из образца 25366, остальные фракции из образца 28):

- — абрадированных; ● — неабрадированных; - - - - дискордия для цирконов из пегматитов;
- · - · - для цирконов из образца 42 тоналитовых гнейсов

АТПК (1781+60/-58 млн. лет для образца 42 и 1645+242/-201 млн. лет для образца 48) и пегматитов (1864+80/-74 млн. лет) вследствие имеющихся аналитических ошибок не могут считаться значимо отличными от возраста порфириовидных гранитов. Поэтому с большой долей вероятности можно полагать, что магматическое событие с возрастом 1765±2 млн. лет сопровождалось существенным прогревом земной коры и нарушением вследствие этого изотопных систем в архейских тоналитах, пегматитах и биотитовых гнейсах. Нарушение термального и изотопного равновесия в архейских породах фундамента Печенгской структуры происходило, вероятно, при внедрении больших объемов порфириовидных гранитов в ее восточной экзоконтактовой части, где гранитами образована цепь интрузий площадью около 900 км<sup>2</sup>. Размещение этих интрузий контролировалось, как полагают, внутриконтинентальными трансформными разломами, образованными в связи с развитием Svecofennского складчатого пояса на территории Финляндии (Nurmi, Naarala, 1986). Для массивов порфириовидных гранитов определены следующие значения возраста (Пушкарев, 1990): 1720±25 (85) млн. лет (Rb-Sr изохронный метод по породе в целом), 1815±50 (130) млн. лет (U-Pb метод по аксессуарным циркону и монациту) и 1750 млн. лет (K-Ar метод по биотиту). Эти данные (с учетом аналитических ошибок) позволяют считать близким время образования массивов порфириовидных гранитов в восточном обрамлении Печенги и жильных тел этих гранитов в ее фундаменте, вскрытом разрезом СГ-3.

*Возраст тоналитовых гнейсов АТПК.* Дискордантный возраст цирконов из двух изученных образцов тоналитовых гнейсов (2832+6/-5 млн. лет для образца 42 и 2835+6/-4 млн. лет для образца 48) идентичен в пределах имеющихся аналитических ошибок. Морфология кристаллов циркона и содержание в них элементов-примесей также очень сходны. Хотя цирконы этих двух образцов несут следы метаморфической резорбции, их в целом совершенный призматический облик определяет магматическое происхождение кристаллов в противовес производным метаморфического роста, для которых более типичны округлые формы зерен (Krogh, 1993; Chen et al., 1994). Поэтому возраст 2835-2832 млн. лет интерпретируется нами как возраст первичной кристаллизации тоналитов. Близкие значения возраста цирконов были получены для тоналитовых гнейсов норвежской части Кольско-Норвежского террейна (Levchenkov et al., 1995): Сванвик-гнейсов (2825±34 млн. лет), Варангер-гнейсов (2813±6 и 2803±15 млн. лет), Киркенес-гнейсов (2804±9 млн. лет), Гарсио-гнейсов (2840±35 и 2700±153 млн. лет). Эти данные, наряду с имеющимися определениями времени формирования первично магматических пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации (Хомпен-гнейсы — 2902±9 млн. лет; Levchenkov et al., 1995; двупироксеновые кристаллосланцы Вежа-тундры — 2830±70 млн. лет;

Бибикова, 1989), и возрастом высокоглиноземистых гнейсов Кольско-Норвежского террейна (2880±45 млн. лет; Авакян, 1992; 2832±11 млн. лет; Balachov et al., 1992) свидетельствуют о том, что формирование преобладающей части континентальной коры северной части Балтийского щита происходило главным образом в период раннелопийского орогенеза, приблизительно 2,9-2,8 млрд. лет назад. Это подтверждается и данными Sm-Nd изучения пород из различных структур Кольского региона (Timmerman, Daly, 1995).

*Время образования пегматитов.* Высокое содержание U (см. табл. 3.1) и особенности морфологии кристаллов бурого циркона, имеющих четко выраженные гранные формы, согласуются с выводом о росте кристаллов из обогащенного несовместимыми элементами пегматитового расплава. Это позволяет интерпретировать возрастные значения, полученные по верхнему пересечению дискордии (см. рис. 3.5), как время первичной кристаллизации цирконов. Согласованные значения возраста, полученные по цирконам из трех датированных пегматитов, находящихся на различных глубинах, позволяют предполагать одинаковое время их образования, составляющее 2740+14/-11 млн. лет. Если пегматитовая магма была образована при парциальном плавлении пород в связи с процессами метаморфизма, то возраст магматической кристаллизации цирконов из изученных пегматитов будет определять, по-видимому, минимальное значение времени проявления позднеархейского метаморфизма, возраст прогрессивного этапа которого установлен в 2,76±0,01 млрд. лет (Бибикова, 1989).

*История образования биотитовых гнейсов.* Разброс возрастных точек цирконов из биотитовых гнейсов на диаграмме в координатах <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U — <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U определяет сложную последовательность формирования этих пород. Но при этом, несмотря на существенную дисперсию данных определения возраста, все результаты анализов располагаются в области, ограниченной двумя линиями дискордий с верхними пересечениями в 2832+6/-5 млн. лет (возраст образца 42 из тоналитовых гнейсов), 2740+14/-11 млн. лет (возраст пегматитов) и с нижним пересечением около 1765 млн. лет, что позволяет подойти к рассмотрению истории формирования биотитовых гнейсов с точки зрения трехэтапного сценария.

По химическому составу биотитовый гнейс (образец 28) соответствует первично эффузивной породе риолит-дацитового состава. Можно полагать, что в процессе излияния и быстрой кристаллизации расплава около 2,83 млрд. лет назад цирконий преимущественно входил как изоморфная примесь в стекловатый базис породы, и лишь его незначительная часть шла на образование зерен первично-магматического циркона. При последующем метаморфизме и сопутствующей перекристаллизации пород в период ~2740 млн. лет наряду с изменением морфологии и состава кристаллов раннего циркона были образованы зерна циркона метаморфического генезиса. Наиболее позднее изменение изотопных

систем цирконов из биотитовых гнейсов происходило ~1765 млн. лет назад как результат внедрения интрузий порфиридных гранитов и обусловленного этим прогрева пород архейского фундамента Печенгской структуры.

*Значение отсутствия современных потерь свинца в цирконах.* Методика воздушной абразии, позволяющая удалить выветрелые поверхности зерен нетрещиноватых цирконов, с успехом применяется для уменьшения содержания обыкновенного свинца и современных потерь свинца с поверхности кристаллов (Krogh, 1982). Нами анализировались как абрадируемые, так и неабрадируемые фракции цирконов из протерозойских порфиридных гранитов, архейских тоналитовых гнейсов АТПК и биотитовых гнейсов. По имеющимся данным (см. табл. 3.1) неабрадируемые цирконы в целом содержат большее количество обыкновенного свинца. Это свидетельствует об эффективности абразии обработки цирконов с целью уменьшения содержания обыкновенного свинца и связанным с этим введением поправок при интерпретации получаемых возрастных значений.

Влияние современных потерь свинца с поверхности зерен циркона сказывается в дискордантности возрастных данных и является главной причиной уменьшения точности их определения. Большая конкордантность изотопных возрастов цирконов из пород Кольской сверхглубокой скважины, чем цирконов из образцов, взятых с поверхности, отмечалась Е. В. Бибиковой и др. (1993). Абрадируемые и неабрадируемые фракции цирконов из изученных нами протерозойских порфиридных гранитов дают сходные значения возраста в пределах аналитических погрешностей. Последнее определяет незначительный эффект современных потерь свинца с поверхности зерен в определении возраста. Что касается цирконов из тоналитов АТПК, то четыре неабрадируемые фракции из образцов 42 и 48 лежат на общей линии дискордии, так же как и оставшиеся фракции цирконов, подвергшихся абразии (см. рис. 3.3 и 3.4).

Кроме того, систематической разницы в степени дискордантности абрадируемых и неабрадируемых цирконов нет. На основании этого можно заключить, что хотя древняя эпизодическая потеря свинца из цирконов имела место около 1765 млн. лет назад, современные потери свинца были незначительны. Влияние современных потерь свинца обычно сказывается в смещении точек по направлению к нулевому концу дискордии, чем нарушается линейная зависимость двухэтапного развития изотопной системы. Поскольку наши данные для абрадируемых и неабрадируемых цирконов располагаются в пределах прямолинейных трендов, современные потери свинца следует исключить. Это заключение поддерживается и данными по цирконам из биотитовых гнейсов (образец 28), поскольку для трех фракций неабрадируемых цирконов из этих пород свойственна линейная закономерность расположения результатов анализов на изотопной диаграмме, как и для абрадируемых цирконов (см. рис. 3.6).

Явление радиационного нарушения структуры цирконов известно давно (Faure, 1986). Возможность восстановления структуры минерала показана экспериментально и в природе реализуется путем отжига цирконов. Известно, что повышение температуры является одним из главных факторов скорости и интенсивности отжига. Понятие о температуре «закрытия» применимо для определения степени отжига и включает экспериментально установленную температуру восстановления структуры различных минералов, в том числе и циркона, причем «температура закрытия» зависит также от скорости охлаждения, состава минералов и флюидной фазы. К. Белом и др. (Bal et al., 1983) температура «закрытия» для циркона в присутствии КОН установлена в 300°C.

Потери радиогенного свинца зависят от радиационных нарушений структуры, поскольку разрушенные участки циркона подвергаются интенсивному выветриванию. В то же время спонтанный отжиг восстанавливает разрушенные участки циркона при повышении температуры. На рис. 3.7 показано современное распределение температур в стволе скважины СГ-3. Температура пород в верхней части архейского комплекса составляет около 100°C, в интервале 9088–9391 м, откуда были взяты образцы порфиридных гранитов, она равна ~140°C и достигает 210°C на забое скважины, что, вероятно, способствовало реализации процессов отжига и восстановлению структуры цирконов. Вследствие этого можно полагать, что незначительные современные потери свинца в цирконах из глубинных пород, вскрытых СГ-3, обусловлены явлениями спонтанного отжига, вызванного длительным пребыванием образцов в условиях повышенных температур. Низкие потери свинца в цирконах из пород глубинных частей разреза Кольской сверхглубокой скважины делают их благоприятным объектом для целей изотопного датирования.

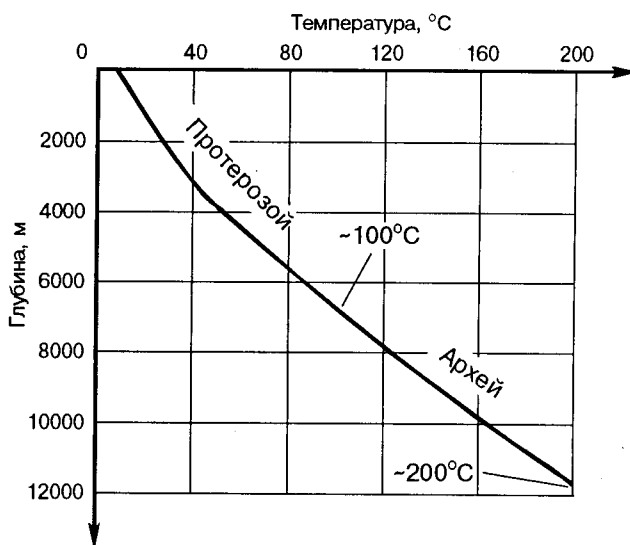


Рис. 3.7. Измеренные температуры в разрезе СГ-3 (Кольская сверхглубокая, 1984) с экстраполяцией ниже глубины 11 км

## Выводы

1. Тоналитовые гнейсы из АТПК с глубин 11 708–12 066 м датированы в 2835–2832 млн. лет (2835+6/-4 и 2832+6/-5 млн. лет) и являются древнейшими породами, обнаруженными среди изученных образцов. Этот возраст интерпретируется как время магматической кристаллизации тоналитов. В рассматриваемых породах нами не обнаружены цирконы, образованные в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

2. Цирконы из пегматитов, вскрытых разрезом СГ-3 на различных глубинах, имеют возраст 2740+14/-11 млн. лет и характеризуются высоким содержанием U (2369–3752 г/т), что было обусловлено их кристаллизацией из пегматитового расплава, обогащенного несовместимыми элементами, на заключительных этапах позднеархейского метаморфизма.

3. Цирконы из порфировидных гранитов, образующих дайки в интервале глубин от 9088 до 9370 м, представлены хорошо ограненными идиоморфными кристаллами без следов метаморфической резорбции. Установленное по ним конкордантное значение возраста 1765±2 млн. лет определяет время кристаллизации гранитов. Возраст, рассчитанный по нижнему пересечению дискордий для цирконов из тоналитовых гнейсов и пегматитов, в пределах аналитических ошибок близок к возрасту этого магматического события (1765±2 млн. лет),

оказавшего активное термальное воздействие на архейские породы фундамента Печенгской структуры.

4. По цирконам из биотитовых гнейсов установлены возрастные события в ~2832, ~2740 и ~1765 млн. лет. Наиболее древние цирконы присутствуют в небольшом количестве и могли быть образованы при кристаллизации эффузивного протолита биотитовых гнейсов. Возрасты в ~2740 и ~1765 млн. лет отражают, как представляется, время образования метаморфогенных цирконов на заключительных этапах позднеархейского метаморфизма, а также время прогрева архейских пород при внедрении массивов порфировидных гранитов, образование которых было связано с развитием Свекофеннского складчатого пояса.

5. Абрадированные и неабрадированные цирконы из архейских тоналитовых гнейсов, биотитовых гнейсов и протерозойских порфировидных гранитов не имеют существенных различий по их U-Pb изотопным характеристикам. Это свидетельствует о том, что при учете древних эпизодических нарушений изотопных систем в цирконах из датированных пород современные потери свинца в них не имеют существенного значения. Объяснение этого феномена состоит в восстановлении кристаллической структуры цирконов, нарушенной в процессе радиационного распада, при спонтанном отжиге цирконов из глубинных пород, долгое время находившихся в условиях повышенных температур.

Авторы благодарны Владиславу Марчаку за выделение монофракций циркона, а также Юрию Смирнову, Стівену Дэли и Юрию Амелину за плодотворные дискуссии и помощь в подборе литературы по затронутым в статье проблемам.

## Литература

- Авакян К. Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулит-гнейсовой области архея. М.: Наука, 1992. 168 с.
- Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Апатиты: Кольский научный центр, Геологический ин-т. 1991. 185 с.
- Бибикова Е. В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
- Бибикова Е. В., Ветрин В. Р., Кириозова Т. И. и др. Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины // ДАН. 1993. Т.332. № 3. С. 360–363.
- Дук Г. Г., Кольцова Т. В., Бибикова Е. В. и др. Проблемы глубинного петрогенеза и возраста пород Кольской сверхглубокой скважины // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 72–86.
- Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
- Пушкарев Ю. Д. Мегациклы в эволюции системы кора – мантия. Л.: Наука, 1990. 216 с.
- Val K. D., Lal N. & Nagraul K. K. Zircon and sphene as fission track geochronometer and geothermometer: a reappraisal // Contribution to Mineral., Petrol., 83. 1983. P. 199–203.
- Balashov Yu. A., Mitrofanov F. P. & Balagansky V. V. New geochronological data on Archean rocks of the Kola Peninsula/ Correlation of Precambrian formation of the Kola- Karelian Region and Finland. Russian Academy of Sci. Geological Institute. 1992. P. 13–34.
- Chen Y. D., O'Reilly S. Y., Kinny P. D. & Griffin W. L. Dating lower and upper mantle events: an ion microprobe study of xenoliths from kimberlitic pipes, South Australia. Lithos. 32. 1994. P. 77–94.
- Faure G. Principles of isotope geology. New York, 1986. 589 p.
- Jaffey A. H., Flinn K. F., Glendemin L. E. et al. Precision measurement of half-lives and specific activities of <sup>235</sup>U and <sup>238</sup>U // Phys. Rev. 1971. P. 4.
- Krogh T. E. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U-Pb isotopic determinations. Geochim. Cosmochim. Acta. 37. 1973. P. 485–494.
- Krogh T. E. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air

abrasion technique // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 46. 1982. P. 637-649.

*Krogh T. E.* High precision U- Pb ages for granulite metamorphism and deformation in the Archean Kapuskasing structural zone Ontario: implications for structure and development of the lower crust // *Earth and Planetary Sci. Letters.* 119. 1993. P. 1-18.

*Levchenkov O. A., Levsky L. K., Nordgulen O. et al.* U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway, and the

Western part of the Kola Peninsula, Russia // *Nor. geol. unders. Special Publ.* 7. 1995. P. 29-48.

*Nurmi P. A. & Haapala I.* The Proterozoic granitoids of Finland: metallogeny and relation to crustal evolution // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 58. 1986. Part.1. P.203-233.

*Timmerman M. J., Daly J. S.* Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola Mobile belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precambrian Research.* 72. 1995. P. 97-107.

## Глава 4

## ГЕОХИМИЯ ГЛУБИННЫХ ЗОН ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ

Глубинные породы — это образования, слагающие глубинные зоны земной коры и в большинстве случаев недоступные для непосредственного наблюдения и изучения. В пределах древних щитов они выходят на дневную поверхность, но, во-первых, площадь этих выходов сравнительно невелика, во-вторых, они здесь залегают при  $P$ - $T$  условиях, отличных от тех, которые господствуют на глубинах 10–20 км. По указанным причинам данные о химическом и минеральном составе глубинных зон даже верхней коры неполны и порой противоречивы, так как эти сведения являются результатом интерпретации геофизических данных (магнитных характеристик, плотности, скоростных свойств и т.д.). Но даже если глубинные породы доступны для изучения, их первичная природа расшифровывается с большим трудом из-за неоднократного метаморфизма и наложенных метасоматических процессов. До сих пор во многих случаях невыясненной остается природа геофизических полей и границ; не всегда ясно, обусловлено ли изменение скоростных характеристик по разрезу коры изменениями химического состава пород или их физическим состоянием. Это в итоге привело к резкому несоответствию между общепринятой геологической интерпретацией прогнозных сейсмоплотностных разрезов глубоких, сверхглубоких скважин и их реальной природой.

Бурение сверхглубоких скважин в основных рудных и нефтегазоносных районах дало возможность геологам и геофизикам впервые получить доступ к третьей эмпирической координате — глубине, а также возможность исследовать систему флюид — порода *in situ*. Эти новые возможности в сочетании с уже известными достижениями в области теоретической и экспериментальной петрологии (Д. С. Коржинский, Н. Г. Судовиков, В. С. Соболев, Н. И. Хитаров, В. А. Жариков, Н. Л. Добрецов, А. А. Маракушев, В. А. Глебовицкий, К. А. Шуркин, Г. Винклер, У. Файф, А. и С. Энгели и др.) позволили подойти к решению ряда дискуссионных проблем метаморфогенного пороодо- и рудообразования.

Главными целями исследования являются:

1) выяснение геолого-геохимических условий протекания процессов пороодообразования в ходе эволюции нижних частей различных геологических структур верхней коры и на этой основе обоснование модели формирования глубинных структурно-вещественных неоднородностей

и связанного с ними гидротермально-метаморфогенного рудообразования;

2) использование выявленных закономерностей для разработки критериев геологической интерпретации геофизических полей и границ, а также геолого-геохимических методов прогноза и поисков глубокозалегающих и перекрытых месторождений полезных ископаемых.

Выполненный нами ранее (Кольская сверхглубокая, 1984; Кременецкий, Овчинников, 1986; Кременецкий и др., 1990; Kremenetsky, 1991) детальный геолого-геохимический анализ разреза Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 показал, что слагающие ее породы образуют бимодальные серии с примерно равным соотношением основных и кислых пород. Группа основных пород представлена в различной степени метаморфизованными мантийными магматическими образованиями; их первичная геохимическая неоднородность определяется характером исходной дифференциации ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Sr}$ ). Протолиты кислых пород более разнообразны: это и вулканы, и терригенные и хемогенно-осадочные отложения, первичная геохимическая неоднородность которых определяется соответствующими трендами дифференциации ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ), вторичная геохимическая неоднородность — наложенными средне- и низкотемпературными гидротермальными процессами ( $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Ag}$ ,  $\text{Au}$  и другими элементами). Распределение ведущих для района рудных элементов —  $\text{Cu}$  и  $\text{Ni}$  отражает оба фактора; образуемые ими аномалии в нижней части разреза обусловлены процессами гидротермального переноса, а в верхней — исходным составом пород (рис. 4.1). При этом рост магнезиальности сопровождается формированием промышленных скоплений  $\text{Cu}$  и  $\text{Ni}$  (габбро-верлитовый комплекс верхней части разреза) или появлением аномально высоких концентраций платиноидов (до 4,2 г/т) в  $\text{Fe} - \text{Mg}$  амфиболитах нижней части разреза.

Интересным открытием, связанным с бурением Кольской сверхглубокой скважины, явилось обнаружение в 1985 г. аналитиками ВНИИЯГГ на глубинах 9500–10 600 м геохимической аномалии золота. Последующими минераграфическими и микрозондовыми исследованиями керна было установлено, что самородное золото на этих глубинах представлено изолированными ксеноморфными зернами (не более 10 мкм) со значитель-

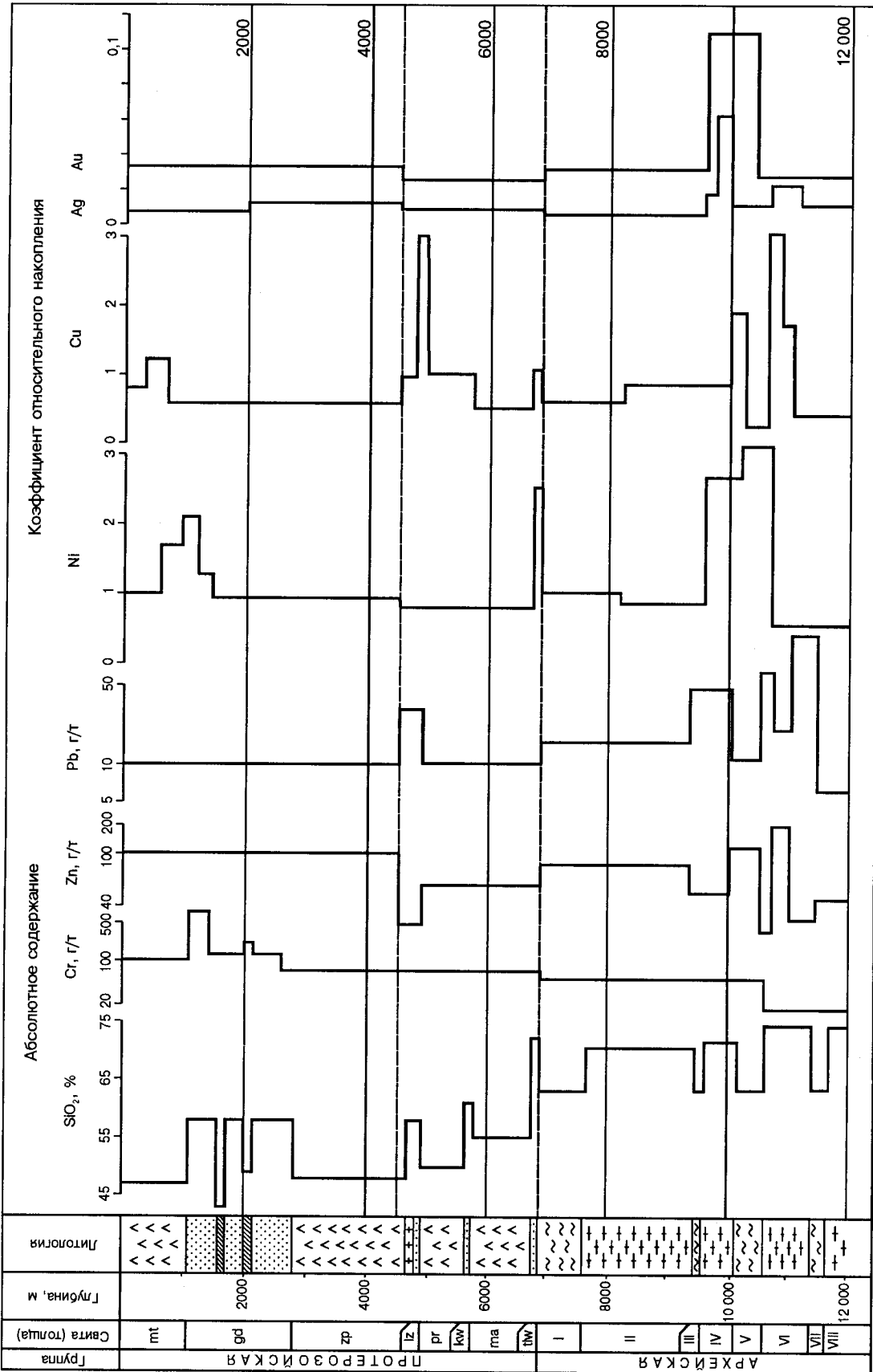


Рис. 4.1. Геохимические характеристики пород СГ-3:

1 — андезитодацитовые порфириты; 2 — интрузии габбро-верлитов; 3 — метаэффузивные породы; 4 — метасадочные породы; 5 — биотит-мусковитовые плагиоклазовые гнейсы и сланцы с высокоглиноземистыми минералами; 6 — биотит-плагиоклазовые гнейсы; индексы свит: mt — матерская, gd — ждановская, zr — заполярная, lz — лучломпольская, pr — пиритъярвинская, kw — кварнерийская, ma — маарвинская, tw — телевинская

ной (12,1 — 26,7%) примесью серебра, что приближает его по составу к электруму. Генезис золотой минерализации в глубинных зонах архейского фундамента трактуется по-разному: 1) перераспределением золота при метаморфизме за счет первичных концентраций во вмещающих породах (В. А. Буряк и др.); 2) избирательным осаждением золота по периферии зон регрессивных диафторических изменений и гидротермальной сульфидной минерализацией (В. И. Казанский и др.); 3) отложением золота из восстановленных флюидов глубинного происхождения (В. Д. Нартикоев и др.).

По нашему мнению, ни одна из этих версий не может быть принята в качестве реального механизма формирования золотого оруденения в глубинных архейских комплексах. Приведем краткие критические аргументы по каждому из предложенных вариантов.

1. Невозможность существенного накопления золота в ординарных процессах протоосадочной и протоматмической дифференциации иллюстрируется трендами, основанными на данных по Кольскому полуострову, и свидетельствует о том, что даже несмотря на известные зависимости накопления золота в отдельных фациях терригенных серий (например, в конгломератах или углеродсодержащих пелитах) максимальная концентрация золота в них не превышает 0,02 г/т. В эффузивных сериях (от пикритов до риолитов) тенденции накопления вообще не фиксируются. Основным концентратором золота в исходных породах вышеперечисленных серий являются сульфиды: пирит, пирротин, халькопирит (0,06 г/т); в процессе зонального прогрессивного метаморфизма, например углеродистых сланцев, золото мигрирует из них и переотлагается снова в виде новообразуемых сульфидов (Гавриленко, 1981). В отличие от описанных серий близкие по составу ряды метатерригенных и метаэффузивных пород из разреза СГ-3 лежат в области более высоких (на 1–2 порядка) концентраций золота, а их тренды не обнаруживают какой-либо зависимости от исходного состава пород и тренда их дифференциации.

2. Общеизвестно, что регрессивный метаморфизм в отношении золота (а также сопутствующих золоту урана и тория) эволюционирует от регионального рассеяния этих элементов до автоматоматического накопления в локальных зонах. Специально выполненное Б. В. Гавриленко и др. (1987) геохимическое исследование зон зеленосланцевого дислокационного метаморфизма в различных структурах Карело-Кольского региона показало, что концентрация золота в них по сравнению с вмещающими породами выросла всего в 1,4 раза в метаосадочных образованиях, в 2 раза в гранитах и в 3,1 раза в основных метавулканитах. Аналогичное исследование провели и мы по разрезу Кольской сверхглубокой. Геохимически были изучены зоны диафтореза в двух типах контрастных по составу пород: лейкократовых биотитовых плагиогнейсах и амфиболитах. На рис. 4.2 показаны тенденции распределения  $\text{SiO}_2$ , Au и Cu в за-

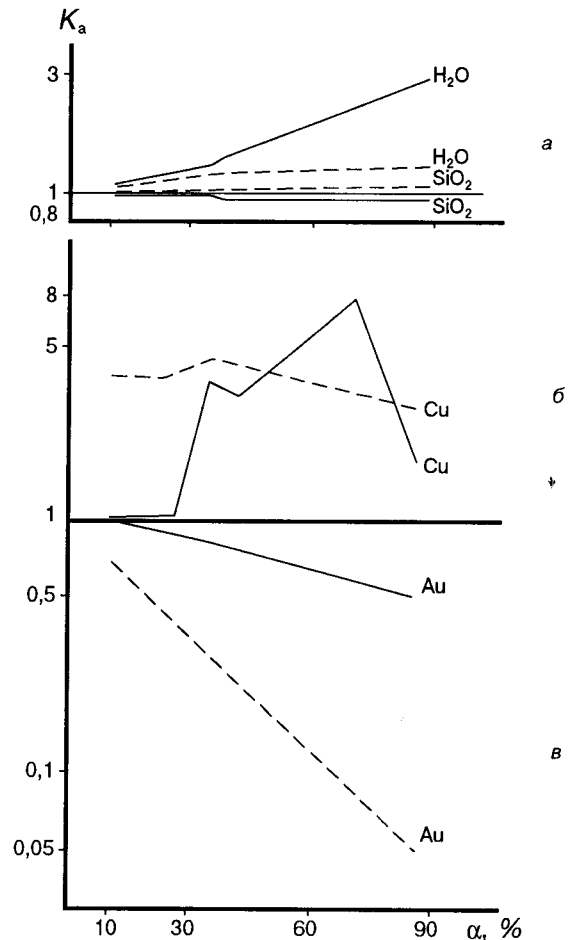


Рис. 4.2. Дифференцированное поведение химических элементов при различной степени диафтореза  $\alpha$  метаморфических пород в разрезе СГ-3:

а — различная степень гидратации в плагиогнейсах (—) и амфиболитах (---); б, в — тенденции перераспределения Cu и Au

висимости от степени регрессивных изменений этих пород, фиксируемых развитием водосодержащих минералов и соответственно ростом (в 1,3–3 раза) химически связанной  $\text{H}_2\text{O}$ . На фоне инертного поведения  $\text{SiO}_2$  золото и медь подвижны и проявляют резко противоположный характер: медь накапливается в слабодиафторированных амфиболитах (в 3–4,8 раза по отношению к исходной породе) и особенно — в сильнодиафторированных плагиогнейсах (в 5–8 раз по отношению к исходной породе). Близкую, но менее выраженную тенденцию проявляют цинк, кобальт и свинец. Во всех изученных зонах диафтореза отчетливо фиксируется слабый вынос золота из плагиогнейсов и более интенсивный (в 0,5 раза) — из амфиболитов.

3. Прямо оценить роль глубинных восстановленных флюидов в формировании золотой минерализации, естественно, не представляется возможным. Но следует отметить, что впервые воздействие глубинных флюидов на породы разреза СГ-3 было установлено Л. Н. Овчинни-

ковым и И. В. Банщиковой в 1974 г. Выполненные этими исследователями термобарогеохимические исследования включений в минералах син- и постметаморфических ассоциаций показали, что породы, развитые ниже 4,5 км, подверглись воздействию существенно углекислых и углекисловодных растворов, связанных с процессом гранитизации нижележащих пород архея (Кольская сверхглубокая, 1984). Анализ геохимической зональности разреза СГ-3 подтвердил воздействие глубинных флюидов и на верхнюю часть разреза, приведшее к обогащению развитых в этой части пород щелочными металлами, свинцом и бором. В дальнейшем по мере проходки Кольской сверхглубокой и появления новой геолого-геохимической информации было открыто явление гидрогенно-геохимического разуплотнения (Кодьская сверхглубокая, 1984; Кременецкий, Овчинников, 1986; Кременецкий и др., 1987), благодаря чему, в свою очередь, было показано, что золотая минерализация приурочена к подошве разуплотненной зоны, занимающей всю среднюю часть разреза Кольской сверхглубокой — от 4,5 до 10,5 км (Козловский и др., 1988). Наличие разуплотненной зоны определило в конечном счете неверную геологическую интерпретацию данных ГСЗ до бурения Кольской сверхглубокой. Сущность сделанного открытия более подробно рассмотрена ранее; здесь же кратко охарактеризуем геохимическую зональность разреза СГ-3 и особенно его золотоносной архейской части.

Выполненное нами геохимическое опробование проводилось с шагом около 10 м, что с учетом выхода керна соответствует одной пробе на 3 м керна. На участках тонкого переслаивания пород частота опробования сгущалась. Каждая проба, характеризующая конкретный тип породы, анализировалась количественными методами на широкий круг элементов (Au, Ag, Pb, Zn, Cu и др., всего 23 элемента). Средние составы главных типов пород разреза СГ-3 приведены в наших более ранних специальных работах (Кольская сверхглубокая, 1984; Кременецкий, Овчинников, 1986; Kremenetsky, 1991).

#### 4.1. Геохимия золота

Геологический разрез, вскрытый СГ-3, охарактеризован дополнительными анализами содержаний золота в 218 пробах. Анализы выполнены в аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН (г. Новосибирск) атомно-абсорбционным методом с чувствительностью  $n \cdot 10^{-8}$  мг/т (аналитик В. Г. Цимбалит). По каждой десятой пробе проведены контрольные анализы из параллельных навесок. По 54 пробам осуществлен контроль нейтронно-активационным методом с радиохимическим окончанием (аналитик Р. Д. Мельникова). При содержаниях золота  $n \cdot 10^{-8}$ – $5 \cdot 10^{-6}$  мг/т по данным атомно-абсорбционных определений отклонения по контрольным нейтронно-активационным анализам не превышали

$\pm 15\%$ , а при содержании более 50 мг/т (атомно-абсорбционный метод) нейтронно-активационные определения превышали эти значения более чем на половину порядка. Результаты с отклонениями значений по основным и контрольным анализам более 20% из рассмотрения исключены.

Далее рассмотрены краткая характеристика отложений, вскрытых СГ-3, и распределение золота в главных типах пород (рис. 4.3). Результаты анализов на золото по опробованным интервалам приведены в табл. 4.1.

**Печенгский комплекс.** Матертская свита (0–1059 м) на 87% сложена толеитовыми базальтами (оливиновыми, нормальными и низкощелочными метабазальтами), образующими массивные и шаровые лавы. Подчиненным распространением пользуются метапикробазальты и пикриты, ассоциирующие с метапериодитами и метапироксенитами. По особенностям химического состава и проявлению «спинифекс-структур» последние отнесены к коматитам. Совместно с пикритами проявляются лавы и туфы дацит-риолитового состава, относящиеся к крайним дифференциатам вулканизма. Метаэффузивы нижней части разреза обогащены щелочами и магнием. Железистость пород подчеркивает ритмичное строение толщи и в целом возрастает в породах верхней части разреза.

Породы свиты охарактеризованы 29 анализами золота (с учетом контрольных определений). Концентрация золота колеблется от 0,43 в метаандезитобазальтах до 14,0 мг/т в метадиабазе. Фоновое содержание золота по толще (без учета аномальных значений) — 1,5 мг/т. Наиболее низкие концентрации металла (0,43–1,3 мг/т) отмечаются в метаандезитобазальтах. Повышенное содержание золота типично для наиболее раскристаллизованных пород — метадиабазов (до 10,2 мг/т) и вулканитов с наиболее высокой железистостью из ритмично построенных пачек (от 8,7 до 10,0 мг/т).

Ждановская свита (1059–2805 м) по литологическому составу туфогенно-терригенная с ритмичным строением. Нижняя часть разреза — терригенная, с преобладанием песчаного материала; верхняя — туфогенно-терригенная (тонкоритмичные алевриты и пелиты с существенной примесью туфогенного материала). В метаосадочных породах присутствует углистое вещество с вкрапленностью сульфидов. Туфы и туффиты по составу близки к вулканитам матертинской свиты. Эффузивные породы занимают по мощности около 90 м и представлены нормальными базальтами, ферробазальтами и андезитобазальтами. По химизму они аналогичны вулканитам матертской и нижележащей заполяринской свит.

Свита охарактеризована анализами по 12 пробам. Фоновая золотоносность по всем типам пород составляет 0,8–0,9 мг/т. В одной пробе полевошпат-кварцевого метапесчаника содержание металла достигает 85,0 мг/т, что связано с наличием в породе тонковкрапленных пирита и пирротина. В метагаббро-норитах концентрация

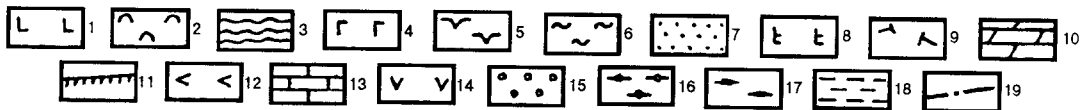
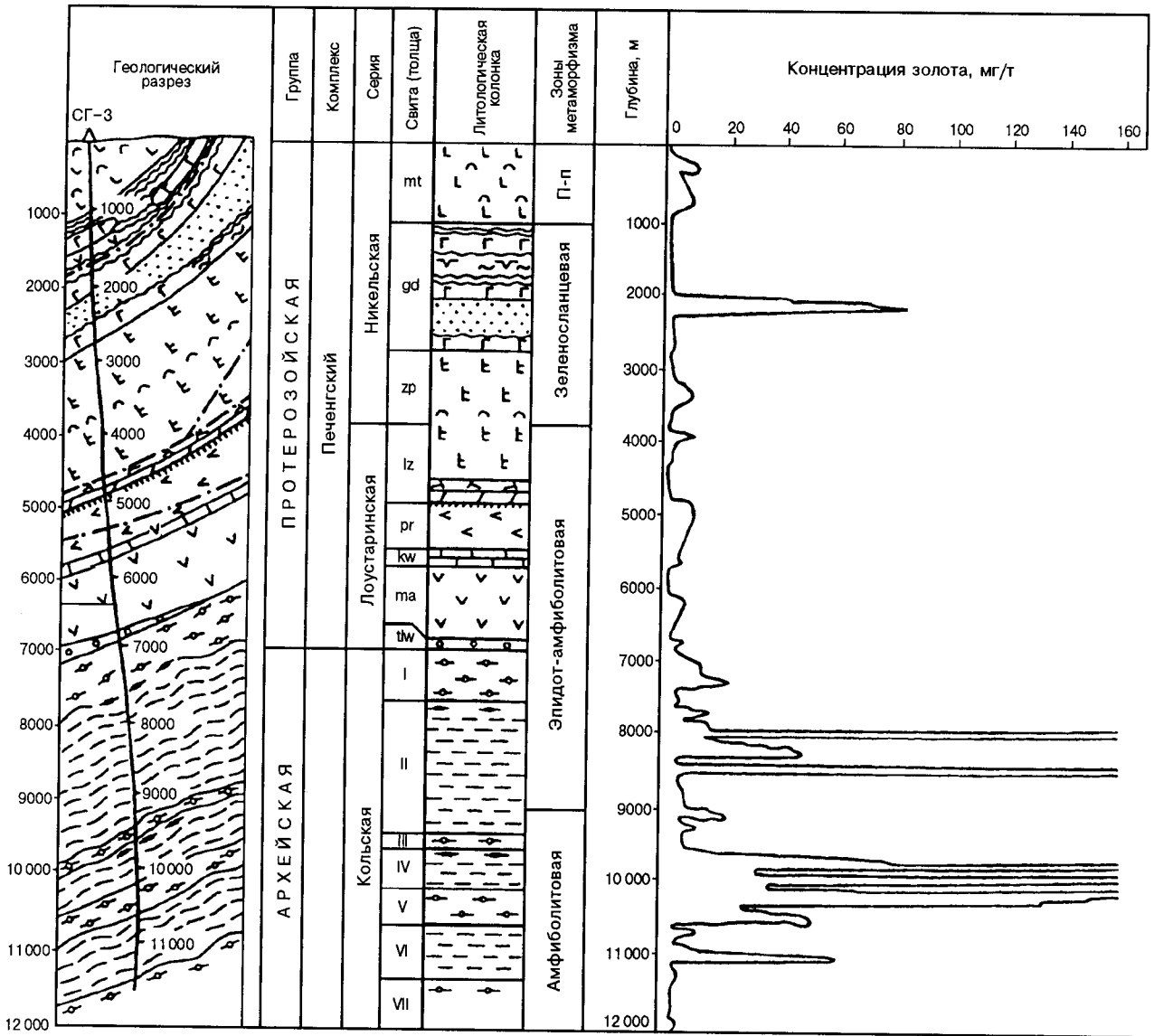


Рис. 4.3. Геохимические аномалии золота в разрезе СГ-3:

1 — авгитовые диабазы с прослоями пироксеновых и пикритовых порфиров; 2 — туфы и туффиты основного состава; 3 — филлиты, алевролиты с прослоями туфов; 4 — габбро-диабазы; 5 — верлиты; 6 — сульфидные медно-никелевые руды; 7 — ритмично-слоистые песчано-алевролитоглинистые отложения; 8 — актинолитизированные диабазы; 9 — андезитовые песчаники; 10 — доломиты, аркозовые в том числе рассланцованные; 11 — серицитовые сланцы; 12 — метадиабазы; 13 — доломиты, полимиктовые порфиды; 14 — доломитовые порфиды; 15 — полимиктовые конгломераты и гравелиты; 16 — биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВГМ; 17 — магнетит-амфиболовые сланцы; 18 — мигматизированные и гранитизированные биотит-плагиоклазовые гнейсы; 19 — разрывные нарушения; П-п — пренит-пумпеллитовая фация метаморфизма; индексы свит: *mt* — матертинская, *gd* — ждановская, *zp* — заполярнинская, *lz* — лучломпольская, *pr* — пирттиярвинская, *kw* — кувернерийокская, *ma* — маярвинская, *tlw* — телевинская

Таблица 4.1

## Распределение золота в разрезе СГ-3

Свита, толща	Глубина, м	Порода (число проб)	Ау, мг/т
1	2	3	4
<i>mt</i>	0-1059	Витрофирит (2) Метабазальт (3) Метаандезитобазальт (5) Метадиабаз (3) Биотитовый амфиболит (2) Оливиновый метабазальт (2)	2,10 1,20 2,73 (10,00)* 4,92 (10,20)* 1,475 5,75
<i>gd</i>	1059-2805	Полевошпат-кварцевый песчаник (2) МетатUFFит (1) Метаандезитобазальт (2) МетатUFF (1) Метабазальт (1) Метагаббро-норит (2) Углистый метапелит и пелит (2) Метаалевролит (1)	42,75 (85,0)* 0,90 0,90 0,20 0,80 1,80 1,55 0,40
<i>zp</i>	2805-4673	Метадиабаз (3) Метабазальт (4) Метаандезитобазальт (1) Оливиновый метабазальт (2) Метагаббро-норит (1)	4,37 (9,50)* 4,35 (9,20)* 0,95 1,94 1,86
<i>lz</i>	4673-4884	Андезитоацитовый метапорфирит (2) Карбонатные породы (1) МетатUFFит (1) Аркозовый песчаник (1)	0,51 0,96 3,66 4,86
<i>pr</i>	4884-5642	Метабазальт (3) Оливиновый метабазальт (1)	7,70 2,63
<i>kw</i>	5642-5717	Песчанистый доломит (1) Аркозовый песчаник (1)	5,09 0,89
<i>ma</i>	5717-6823	Метаандезитобазальт (4) Метагаббро-норит (2) Метадиабаз (1) Метабазальт (2)	0,66 5,06 0,08 3,705
<i>tlw</i>	6823-6842	Метапесчаник (1)	1,68
I	6842-7622	МЗ двуслюдяной плагиогнейс с ВГМ (2) Si-амфиболит (2) Мигматит (2) Fe-амфиболит (1) Актинолитовый сланец (1) Двуслюдяной сланец с ВГМ (4)	3,80 8,36 12,68 22,29 2,43 4,72
II	7622-9456	Fe- и Fe-Mg-амфиболит (4) МЗ эпидот-биотитовый плагиогнейс (2) ЛК эпидот-биотитовый плагиогнейс (2) ЛК биотитовый плагиогнейс (3) Роговообманково-биотитовый плагиогнейс (2) Биотитовый плагиогнейс (2) Роговообманково-биотитовый сланец (2) Биотитовый гнейс (1) ЛК двуслюдяной плагиогнейс с ВГМ (2) Актинолитовый сланец (2) Тальк-актинолитовый сланец (2) Al-Mg-амфиболит (2) Si-амфиболит (3) Порфиروبластовый амфиболит (2) Мигматит-гранит (2) Гранит секущий (1)	1,70 6,57 5,42 5,91 1,55 16,29 8,22 (15,03)* 2,80 378,10 (740,0)* 5,60 (10,0)* 3,64 114,75 (181,5)* 7,37 (15,0)* 3,95 6,25 3,50

Продолжение табл. 4.1

1	2	3	4
III	9456–9573	Двуслюдяной сланец с ВГМ (1) МЗ двуслюдяной плагиогнейс с ВГМ (2) Порфиروبластовый амфиболит (1)	3,00 4,95 3,00
IV	9573–10 144	ЛК биотитовый плагиогнейс (2) Порфиرويدный гранит (2) Al-Mg-амфиболит (1) Тальк-актинолитовый сланец (1) Fe-амфиболит (8) МЗ эпидот-биотитовый плагиогнейс (2) ЛК эпидот-биотитовый плагиогнейс (2) Биотитовый гнейс (2) Si-амфиболит (1) Порфиروبластовый амфиболит (3) Плагиогнейс с ВГМ (2)	58,15 (110,0)* 14,50 5,50 2,70 80,04 (350,0)* 48,5 170,30 (340,0)* 1,30 21,60 45,50
V	10 144–10 278	Плагиогнейс с ВГМ (7) Двуслюдяной сланец с ВГМ (1) МЗ двуслюдяной плагиогнейс с ВГМ (2) ЛК биотитовый плагиогнейс (1) Fe-амфиболит (4) Амфиболит (1) Si-амфиболит (1) Al-Mg-амфиболит (1)	71,8 (195,0)* 1,60 22,40 (44,0)* 1,40 223,75 (700,0)* 7,20 148,50 60,00
VI	10 278–10 448	Fe-амфиболит (1) Роговообманково-биотитовый плагиогнейс (3) Биотитовый гнейс (1)	27,00 16,87 (44,0)* 11,00
VII	10 448–10 601	Пегматоид (1) Si-амфиболит (1) ЛК биотитовый плагиогнейс (1) Двуслюдяной сланец с ВГМ (1)	52,00 38,00 1,90 1,80
VIII	10 601–11 411	ЛК биотитовый, роговообманково-биотитовый, эпидот-биотитовый плагиогнейс, роговообманково-биотитовый сланец (4) Амфиболовый сланец (1) Амфиболит (в т.ч. Fe-амфиболит) (6) Пегматоид (3) Биотитовый гнейс (4) Порфиرويدный гранит (1)	1,68 11,0 3,21 5,77 (12,0)* 3,35 9,20
IX	11 411–11 708	Роговообманково-биотитовый и биотитовый плагиогнейс (2) Плагиогнейс (1) Si-амфиболит (1)	0,88 1,70 1,30
X	11 708–12 260	Fe-амфиболит (2) Биотитовый плагиогнейс (3)	2,55 0,71

\*В скобках приведены anomalно высокие значения Au.

Примечания: Условные обозначения: ЛК, МЗ — соответственно лейкократовая и мезократовая породы; ВГМ — высокоглиноземистые минералы.

Наименование свит и характеристика толщ: карельский комплекс (PR), вулканогенные свиты (сверху вниз): *mt* — матертская, *zr* — заполярнинская, *pr* — пирттиярвинская, *ma* — маярвинская; осадочные свиты: *gd* — ждановская, *lz* — лучломпольская, *kw* — кувернеринюкская; кольцо-беломорский комплекс (AR), толщи: I, III, V, VII, IX — преимущественно биотит-плагиоклазовые глиноземистые гнейсы с андалузитом, ставролитом, силлиманитом и гранатом; II, IV, VI, VIII, X — биотит-плагиоклазовые гнейсы с амфиболом, эпидотом и сфеном

золота незначительно превышает содержание металла в терригенной и вулканогенной пачках и достигает 2,9 мг/т. Оруденелые породы с медно-никелевой минерализацией, приуроченные к верхней части свиты, на золото не анализировались.

Заполяринская свита (2805–4673 м) сложена на 95% толеитовыми базальтами, образующими массивные и шаровые лавы. Отдельные покровы дифференцированы; центральные части представлены нормальными базальтами, а эндоконтакты сложены оливиновыми разностями. Осадочно-терригенные породы распространены преимущественно в центральной части разреза свиты.

Вулканиды заполяринской свиты охарактеризованы анализами на золото по 11 пробам. Отмечается отчетливая бимодальность в концентрации металла. В базальтах центральных частей наиболее мощных покровов наблюдается повышенная концентрация металла (от 4,64 до 9,2 мг/т). Во внешних зонах содержание золота снижается до 0,84–2,99 мг/т. Недифференцированные тела эффузивов содержат в среднем 2,1 мг/т золота.

Лучломпольская (4673–4884 м) и кувернерийюкская (5642–5717 м) свиты близки по составу и внутреннему строению. Нижняя часть разрезов представлена метапесчаниками, верхняя — карбонатными, доломитсодержащими отложениями. В кровле лучломпольской свиты на границе с заполяринской залегает пластовое тело порфиритов.

Содержание золота в карбонатно-терригенных породах зависит от количества обломочного материала. В песчаных доломитах при увеличении в породе доли доломитовой составляющей содержание золота уменьшается от 5,09 до 0,96 мг/т. В метапесчаниках содержание металла неравномерное и колеблется от 0,89 до 4,86 мг/т. Концентрация золота в дацитовом порфирите наиболее низкая — 0,1–0,92 мг/т.

Пиртгярвинская свита (4884–5642 м) сложена метаэффузивами трахибазальтового (32%), щелочнобазальтового (25%), трахиандезитобазальтового (25%) составов. Толеитовые базальты занимают около 10% разреза, андезиты и трахиандезиты — 7%, пирокластические породы смешанного состава — около 1%. В разрезе свиты проявляется несколько ритмов магматической дифференциации: базальты — щелочные базальты — трахибазальты. Вулканиды содержат значительную примесь магнетита, за счет чего окрашены в черный цвет. При диафоригенных изменениях в зонах трещиноватости они заметно осветляются.

Распределение золота в породах отражает ритмическую магматическую дифференциацию — базальты нижних ритмов характеризуются пониженным его содержанием (2,27–2,63 мг/т). Верхние части ритмических пачек, отвечающие субщелочным базальтам и трахибазальтам, заметно обогащены им (10,36–10,47 мг/т).

Маярвинская свита (5717–6823 м) сложена расланцованными, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации андезитобазальтами (95%), тра-

хиандезитобазальтами (2%) и андезитами (3%). Геохимические тренды эффузивов свиты отражают уменьшение железистости и щелочности пород снизу вверх. В средней части разреза отмечаются пластовые интрузии метагаббро-норитов. Породы расланцованы, участками микроклинизированы и биотитизированы.

Фоновое содержание золота в андезитобазальтах, слагающих большую часть свиты, изменяется от 0,45 до 1,66 мг/т при среднем значении 0,86 мг/т. Повышенные концентрации металла характерны для метаморфизованных габбро-норитов (3,0–7,13 мг/т) и метабазальтов (5,75 мг/т), отмечающихся в нижней части эффузивной толщи.

Телевинская свита (6823–6842 м) представляет базальную толщу печенгского комплекса. Она залегает на размытой поверхности архейских гнейсов. Свита сложена метаморфизованными в амфиболитовой фации конгломератами и песчаниками.

Нами выполнен всего один анализ на золото пробы песчаника (1,68 мг/т), который не отражает уровень концентрации элемента в грубообломочной толще.

**Кольская серия.** I толща (6842–7622 м) сложена двуслюдяными гнейсами с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ), переслаивающимися с согласными телами амфиболитов. С амфиболитами иногда ассоциируются маломощные тела биотит-амфибол-плаггиоклазовых гнейсов. Строение толщи ритмическое, обусловленное чередованием лейкократовых и меланократовых полосок. Элементарные ритмы группируются в пачки и более крупные ритмические подразделения. Нижняя часть толщи заметно (до 30% объема) обогащена амфиболитами. Верхняя половина более лейкократовая с телами мигматитов и редкими пластами амфиболитов (до 8%).

Содержание золота в гнейсах составляет в среднем 3,8 мг/т. В амфиболитах распределение металла неравномерное, изменяется от 2,43 до 22,29 мг/т (среднее 10,4 мг/т). Наиболее высокие концентрации золота зафиксированы в железистом амфиболите (22,29 мг/т), а наиболее низкие — в метаультрамафите (2,43 мг/т). В мигматитах верхней части толщи содержание золота составляет в среднем 12,7 мг/т.

II толща (7622–9456 м) является самой мощной. В верхней части разреза вскрыт пласт магнетитсодержащих пород мощностью около 15 м. По петрографическому составу толща представлена переслаивающимися пластами биотит-эпидотовых плаггиогнейсов и амфиболитов. В небольшом объеме отмечаются тела мигматитов и гранитов. Базитовая составляющая незначительно преобладает в верхней части толщи (40% против 36% в нижней).

Наряду с петрографическими и геохимическими различиями верхняя пачка рассматриваемой толщи характеризуется более дискретным распределением золота и повышенным количеством аномальных значений, чем нижняя. Среднее содержание золота в биотит-эпидот-плаггиоклазовых гнейсах составляет 6,7 мг/т, при ва-

риациях от 1,4 до 15,03 мг/т. В редких прослоях плагиогнейсов с ВГМ содержание металла резко превышает окружающий фон (16,2–740,0 мг/т). В метаморфизованных аналогах толеитовых базальтов средняя концентрация золота ниже, чем в плагиогнейсах — 4,09 мг/т. Повышенные содержания (15,0; 6,3 мг/т) типичны для кремнистых амфиболитов, являющихся наиболее кислыми дифференциатами архейского толеитового магматизма. В ультрамафитовых сланцах концентрация золота неравномерна: в актинолит-талковых сланцах — 4,9–3,2 мг/т, актинолитовых — 1,2–10,0 мг/т. В ассоциирующих с метаультрамафитами алюмомагнезиальных амфиболитах содержания золота достигают 48,0–181,5 мг/т. В мигматитах и гранитах содержание золота составляет 6,25 и 3,5 мг/т, что не выделяет их среди фоновых значений по гнейсам и амфиболитам. В породах зон катаклаза и милонитизации отмечается пониженная концентрация золота (0,8–3,2 мг/т).

III толща (9456–9573 м) представлена переслаивающимися пластами двуслюдяных плагиогнейсов и сланцев с ВГМ и амфиболитами. Насыщенность толщи амфиболитами — около 30%. Отличительной особенностью толщи является присутствие в гнейсах двух высокоглиноземистых минералов — силлиманита и граната. Породный комплекс толщи охарактеризован анализами четырех проб, которые свидетельствуют о практически однородном распределении золота: от 3,0 мг/т в мета-базальтах до 6,4 мг/т в гнейсах.

IV толща (9573–10144 м) представляет собой переслаивающиеся биотит-плагиоклазовые, биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты. На долю амфиболитов приходится около 45%. В разрезе толщи спорадически отмечаются плагиогнейсы с ВГМ, метаультрамафиты и незначительные по размерам тела порфири-видных гранитов. В интервалах 9900–10000 и 10 025 м вскрыты зоны катаклаза и милонитизации.

Толща характеризуется дискретным распределением золота — от 0,6 до 350 мг/т. Всего по толще проанализировано 27 проб. Высокие концентрации металла отмечаются в гнейсах (среднее 97,9 мг/т) и амфиболитах (среднее 59,1 мг/т). В гнейсовой составляющей толщи распределение золота выглядит следующим образом: мезократовые эпидот-плагиоклазовые гнейсы — минимум 30 мг/т, максимум 340 мг/т, среднее 145,7 мг/т; биотит-плагиоклазовые гнейсы — минимум 6,3 мг/т, максимум 230 мг/т, среднее 88,4 мг/т; плагиогнейсы с ВГМ — среднее 45,5 мг/т. Магнезиально-глиноземистые амфиболиты имеют пониженную концентрацию металла — 5,5 мг/т, так же как и генетические родственные им апоультрамафиты (талк-актинолитовые сланцы) — 2,7 мг/т. Породы зон катаклаза и милонитизации заметно обеднены золотом (кремнистые амфиболиты — 1,3 мг/т, эпидот-плагиоклазовые гнейсы — 0,6 мг/т). В порфиридных гранитах содержание металла в среднем составляет 14,5 мг/т.

V толща (10144–10278 м) сложена переслаивающимися пластами амфиболитов, биотитовых, биотит-роговообманковых и содержащих ВГМ плагиогнейсов. Насыщенность толщи амфиболитами — около 20%. Толща охарактеризована 34 анализами. Породы разреза имеют дискретное распределение металла и в целом повышенную золотонность. Биотитовые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы характеризуются наиболее низкими концентрациями металла (минимум 1,1, максимум 11,0, среднее 4,18 мг/т). Распределение золота в амфиболитах (среднее 75,67 мг/т) и плагиогнейсах с ВГМ (среднее 65,16 мг/т) имеет близкий характер. В жиле пегматоида (по одному определению) содержание металла составляет 52,0 мг/т.

VI–X толщи (10278–12262 м) характеризуются переслаиванием амфиболитов, биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогнейсов и сланцев. В нижней части разреза появляются плагиогнейсы с силлиманитом, ставролитом и гранатом, кроме того, на этот интервал приходится увеличение доли амфиболитов.

По рассматриваемому интервалу разреза проанализирована 31 проба. В лейкократовой и меланократовой разновидностях пород распределение золота характеризуется близкими значениями, независимо от их минералогических особенностей: в гнейсах среднее содержание металла составляет 1,38 мг/т, в амфиболитах — 1,87 мг/т. В мигматизированных гнейсах содержание золота возрастает до 5,8 мг/т. В порфиридных гранитах и пегматоидах среднее содержание равно 5,8 мг/т.

Распределение золота в осадочно-вулканогенных толщах печенгского комплекса определяется процессами осадочной и магматической дифференциации. Среднее содержание золота в породах комплекса — 4,1 мг/т, при коэффициенте вариации 266%. В осадочных породах наиболее высокими концентрациями металла характеризуются обломочные разности. Сульфидизированные метапесчаники ждановской свиты содержат до 85 мг/т Au, песчаники терригенно-карбонатных отложений кувернерийской и лучломпольской свит — 4,86–5,09. В метаалевролитах и метапелитах концентрация золота снижается до 2,1 и 1 мг/т и менее. Карбонатные породы характеризуются наиболее низким содержанием — 0,96 мг/т.

Протерозойский вулканизм Печенгской структуры характеризуется антидромной направленностью. На первом этапе (маярвинское и пирттиярвинское время) формируются дифференцированные андезитобазальтовые вулканы, включающие андезитобазальтовую и трахибазальтовую формацию. В образованиях обеих формаций повышенной золотонностью обладают субщелочные железистые базальты, располагающиеся в нижних горизонтах формаций. В маярвинской свите субщелочные базальты содержат в среднем 5,75 мг/т золота, а в пирттиярвинской — 10,37 мг/т. Более поздние вулканы, занимающие верхние горизонты формаций и отвечающие составу нормального базальта,

имеют значительно меньшие концентрации металла — 0,86 мг/т (маярвинская свита) и 2,27–2,63 мг/т (пирттиярвинская).

Толейтовые базальты заполярнинской и матертинской свит содержат от 2,1 до 2,8 мг/т золота. Повышение железистости в дифференциатах приводит к накоплению металла до 8,7–10,0 мг/т. Повышены концентрации золота в раскристаллизованных породах внутренних частей наиболее крупных лавовых потоков — 4,64–9,2 мг/т. В более кислых дифференциатах толеит-базальтовой формации, отвечающих андезитобазальтам и дацитам, наблюдается низкое значение концентрации металла — 0,8–0,9 мг/т. Метагаббро-нориты пикрит-толеитового магматизма охарактеризованы несколькими определениями (2,9; 3,0; 7,13 мг/т Au).

Распределение золота в стратиграфических подразделениях печенгского комплекса и кольской серии имеет ритмично параболическое строение, выявляемое на уровне свит и серий (рис. 4.4). В строении геохимических ритмосерий по золоту, сопоставляемых с осадочно-вулканогенными сериями, отмечается следующая периодичность (снизу). Первый ритм: толща VII (1,3 мг/т) → толща VI (6,4 мг/т) → толща V (70,1 мг/т) → толща IV (62,6 мг/т). Второй ритм: толща III (4 мг/т) → толща II (34 мг/т) → толща I (8,3 мг/т). Третий ритм (луостаринская серия): телевинская свита (1,7 мг/т) → маярвинская свита (2,25 мг/т) → пирттиярвинская свита (6,4 мг/т). Ритм не имеет нисходящей ветви в концентрации металла. Четвертый ритм (никельская серия): лучломпольская свита (2,1 мг/т) → заполярнинская свита (3,4 мг/т) → ждановская свита (8,0 мг/т) → матертская свита (3,1 мг/т). Отмеченные закономерности концентрации металла, вероятно, отражают геохимическую цикличность, обусловленную особенностями развития осадочно-вулканогенного процесса при формировании печенгского комплекса и кольской серии.

Породы печенгского комплекса и кольской серии претерпели неоднократный метаморфизм. Архейские толщи первоначально подверглись изменениям в условиях гранулитовой фации, о чем свидетельствуют реликтовые минеральные ассоциации. Возраст этого метаморфизма соответствует интервалу 2750–2700 млн. лет. Зонально-метаморфические преобразования осадочно-вулканогенных толщ печенгского комплекса связаны со складчатостью в период 2100–2700 млн. лет. Прогрессивный метаморфизм от прениит-пумпеллитовой до амфиболитовой фаций в отложениях никельской и луостаринской серий при наложении на метаморфиты кольской серии привел к диафорезу гранулитовых ассоциаций. Региональная гранитизация гнейсов с образованием послонных и теневых мигматитов, биотитовых базификатов, жильных гранитов и пегматитов явилась следующим крупным этапом преобразования пород. Гнейсы кольской серии, включая мигматиты, поражены мусковитизацией. По характеру замещения (биотит → мусковит, плагиоклаз → мусковит + кварц), частичной перекристаллизации кварца этот процесс похож на региональную грейзенизацию незначительной интенсивности. В связи с верхнепротерозойским этапом тектономагматической активизации формируются послонные и крутопадающие зоны брекчирования, катаклаза и рассланцевания пород, вдоль которых происходит локальный регрессивный зеленосланцевый метаморфизм. Наиболее низкотемпературный гидротермальный метаморфизм проявлен во всем интервале пород, вскрытых скважиной. Трещины с минеральными выпонениями, развитые до отметки 12 км, опровергают представления об их проявлении только в приповерхностных условиях (до 5 км). Полихронные преобразования пород, термодинамические параметры которых возрастали с ростом глубины, сформировали зональный метаморфический

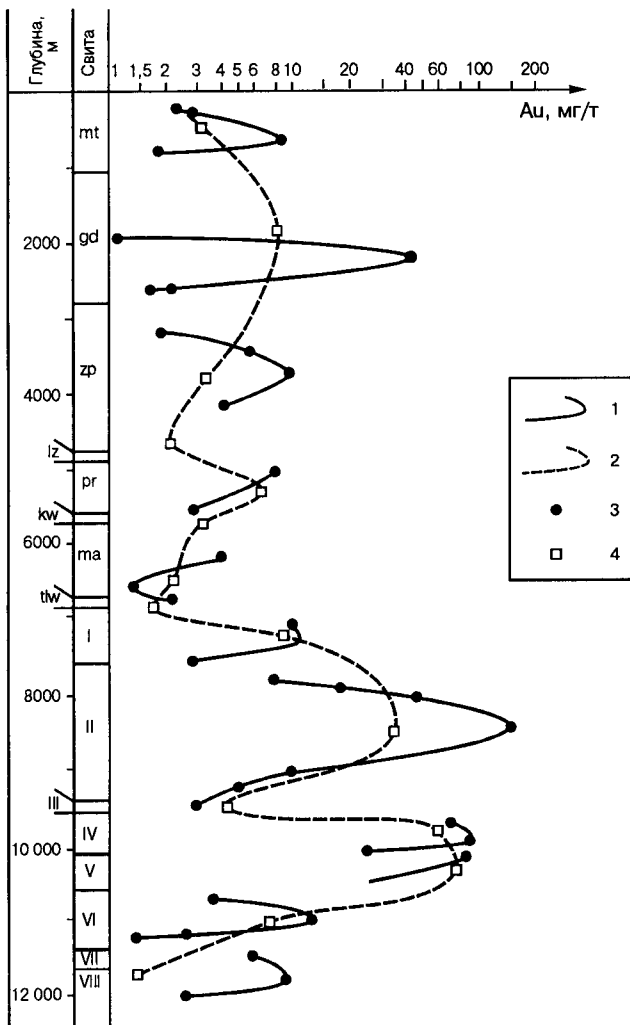


Рис. 4.4. Геохимические ритмы распределения золота в разрезе СГ-3:

геохимические тренды золота: 1, 2 — в пределах свит и серий соответственно; 3 — средние содержания по интервалу 250 м; 4 — средние содержания по свитам

комплекс наращивающих друг друга на глубину пренит-пумпеллиитовой, зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Телескопирование метаморфических процессов осложняет интерпретацию распределения золота в породах прогрессивно сменяющих друг друга фаций. С глубиной увеличивается степень равновесности минеральных ассоциаций, выражающаяся в выделенных зонах: 1 — зона химического и структурного неравновесия (0–2100 м); 2 — зона реликтовых структур и проявления биметасоматоза (2100–3200 м) и 3 — зона полной перекристаллизации пород в условиях, близких к равновесным (ниже 3200 м).

Нами предполагается, что в процессе полихронного метаморфизма значительного выноса золота из кольской серии не было. Среднее содержание металла по породам толщи составляет 37,7 мг/т. Это значение, по нашему мнению, отвечает концентрации металла в породах гранулитовой фации. Изучение распределения золота в породах гранулитовой фации Канской глыбы и Украинского щита показывает сходные значения (36,0; 23,5 мг/т). Перераспределению золота в полиметаморфических породах района способствовали гидрофизическое разуплотнение толщ на больших глубинах, наличие зон тектонического расслабления, проявление разноградиентных процессов, повышенный флюидопоток, насыщенный серой, углеводородами, гелием, хлором, натрием, большинство из которых способны образовывать с золотом подвижные формы соединений.

Продукты зонального метаморфизма характеризуются дискретным распределением металла по зонам. В породах печенгского комплекса среднее содержание золота составляет 4,1 мг/т при коэффициенте вариации  $V = 266\%$ . В пренит-пумпеллиитовой зоне — 3,1 мг/т,  $V = 109\%$ , зеленосланцевой — 5,8 мг/т,  $V = 294\%$ . Высокий коэффициент вариации свидетельствует о неоднородности распределения золота внутри фации. В породах эпидот-хлоритовой субфации средняя концентрация золота равна 9,3 мг/т, эпидот-актинолитовой — 3,3 мг/т. Следующая фация — эпидот-амфиболитовая. Она охватывает породы нижней части печенгского комплекса и верхней — кольской серии. Метаморфиты эпидот-амфиболитовой фации печенгского комплекса содержат золота в среднем 3,12 мг/т, а кольской серии — 20,2 мг/т.

Породы амфиболитовой фации кольской серии без видимых проявлений гидротермального метаморфизма, грейзенизации и мигматизации характеризуются низкими концентрациями металла: биотитовые гнейсы — 2,67 мг/т, гнейсы с ВГМ — 3,2 мг/т, амфиболиты — 3,3 мг/т, метаультрамафиты — 2,7 мг/т. Низкие содержания и нивелирование концентраций металла в разнотипных по химическому составу породах связаны с его выносом из ассоциаций собственно амфиболитовой фации метаморфизма и накоплением в пределах толщи в благоприятных структурах и термодинамических условиях. Амфиболиты, подвергнутые дислокационному зе-

леносланцевому диафторезу и гидротермальному метаморфизму, содержат в среднем 77,6 мг/т золота. Грейзенизированные и гидротермально измененные гнейсы имеют сходный с амфиболитами уровень золотонности — 72,4 мг/т. Мигматиты и мигматизированные гнейсы концентрируют 5,8–12,7 мг/т золота, что отличает их по уровню золотонности от гнейсов амфиболитовой фации. Сходный уровень золотонности с мигматитами имеют порфиroidные граниты (3,5–14,5 мг/т), относящиеся к жильным образованиям лицко-арагубского комплекса.

#### 4.2. Глубинная геохимическая зональность и прогноз оруденения

Анализ геохимических неоднородностей разреза базировался на расчете коэффициентов аномальности ( $K_a = C_i/C_\phi > 1$ , где  $C_i$  — содержание  $i$ -го элемента в пробе;  $C_\phi$  — фоновое содержание  $i$ -го элемента) с последующей автоматизированной группировкой и ранжированием соседних проб с близкими ассоциациями элементов по алгоритмам программы «ПРОФИЛЬ», разработанной в ИМГРЭ Л.А. Верховской. Следует отметить, что фоновые содержания были предварительно определены нами для каждого типа пород разреза с учетом данных по поверхности в соответствии с разработанной ранее классификацией (Кременецкий, Овчинников, 1986). Средние содержания этих элементов в соответствующих типах пород из аномальных геохимических зон приведены в табл. 4.2. На рис. 4.5 показана структура геохимической зональности разреза СГ-3 для различных групп элементов. Так, для Au, Ag, Cu отчетливо выявляются *зоны выноса* (гл. 4884–6842 м), *транзита* (гл. 6842–9456 м) и *накопления* (гл. 9456–10 600 м). Выявленная зональность не обнаруживает никакой связи с вариациями петрографического состава пород, слагающих этот интервал; последнее отчетливо подтверждается монотонными трендами распределения ряда компонентов (Cr, Zr, V, Ti и др.), проявляющих инертность при среднетемпературном метаморфизме, мигматизации и диафторезе. Важным фактом является то, что установленная геохимическая зональность отражает перераспределение элементов в процессе гидрогенно-геохимического разуплотнения: пространственно зона выноса соответствует верхней части разуплотненных печенгских пород разреза (см. рис. 4.5), а зона накопления ограничивается подошвой разуплотненного интервала в архейском фундаменте.

Зона накопления охватывает III (гл. 9456–9573 м), IV (гл. 9573–10144 м) и V (гл. 10 144–10 601 м) толщи разреза СГ-3 (см. рис. 4.5) и представлена несколькими интервалами (мощностью от 40 до 230 м) с аномально высокими содержаниями золота (до 6,7 г/т), висмута (до 10 г/т) и мышьяка (до 300 г/т). Среди вмещающих пород этой зоны преобладают лейкомезократовые двуслюдяные плагиогнейсы с ВГМ, Fe- и Si-амфиболиты. В подчиненном количестве встречаются лейкократовые биотито-

Таблица 4.2

Геохимическая характеристика главных типов пород из зон золотой минерализации  
в архейском фундаменте по разрезу СГ-3

Элемент	Концентрация элементов (г/т) в породах																	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Au	0,036	0,06	0,041	0,068	0,020	0,010	0,15	0,046	0,069	0,075	0,0015	0,090	0,094	0,0015	0,04	0,0069	0,0015	0,0015
Ag	0,21	0,154	0,075	0,1	0,091	0,08	0,33	0,26	0,163	0,144	0,08	0,091	0,092	0,08	0,05	0,08	0,090	0,08
Fe	863	460	210	290	221	1200	160	188	372	415	790	551	415	502	1120	345	245	105
Pb	20	10	24	26	35	23	31	33	29	15	27	16	28	19	12	18	38	50
Zn	87	78	81	100	40	140	50	52	69	72	95	119	117	100	90	77	50	70
Cu	158	76	14	90	66	86	27	66	24	18	53	143	197	165	60	74	9	5
Sn	4,3	3,5	3	6,5	3,3	4	3	6,7	5,2	2,5	3	4,46	4,7	7	2,6	2,7	3	3
Hg	0,183	0,15	0,08	0,065	0,18	0,2	0,12	0,11	0,134	0,21	0,05	0,23	0,151	0,08	0,09	0,14	0,3	0,45
Mo	2,6	1,6	1	1,2	0,8	2	0,83	0,83	1,1	0,88	0,8	1,3	0,95	0,9	0,8	0,83	0,90	0,90
Ni	78	53	18	85	28	160	5,7	15	25	16	145	53	105	1020	650	94	9	8
Co	30	27	16	32	18	56	4,4	8	16	13	60	60	56	106	105	49	2,6	2,6
Cr	173	142	44	172	42	300	32	59	47	30	99	83	44	3850	974	74	10	50
V	228	173	85	135	50	330	30	49	100	75	135	302	238	120	127	165	9	9,5
Rb	188	123	71,5	124	27	270	91	110	94	65	155	14	22	40	102	11	205	270
Li	64	44	38	54	15	92	20	28	35	34	83,5	19	14	19	94	18	15	16
Ba	980	569	555	565	400	360	438	580	269	342	285	157	323	26	465	123	135	260
Ti	2500	2500	3000	2500	1370	3000	1360	1720	26	25	1000	4200	3000	600	1000	1670	650	500
U	3,1	4,21	3,8	4,2	3,4	3,1	2,4	2,0	2,3	1,8	2,0	1,4	1,1	1,0	6,7	1,7	12,1	13,5
Th	6,2	7,2	6,5	8,2	6,7	6,2	8,8	7,2	2,6	2,2	4,55	2,55	2,2	1,3	1,7	1,8	14,3	40,6
U/Th	0,5	0,66	0,61	0,55	0,46	0,5	0,26	0,29	0,76	1,16	0,42	0,71	0,71	0,77	3,94	1,44	0,85	0,33
Число проб	6	14	2	4	8	1	7	6	17	15	2	30	9	2	2	6	2	2

Примечания: 1. 1 – двуслюдяные сланцы с ВГМ; 2 – мезократовые двуслюдяные плагиогнейсы с ВГМ; 3 – лейкократовые двуслюдяные плагиогнейсы с ВГМ; 4–6 – мигматиты по мезократовым плагиогнейсам с ВГМ; 4 – мигматиты, 5 – лейкосомы, 6 – меланосомы; 7 – лейкократовые биотитовые плагиогнейсы; 8 – лейкократовые биотитовые гнейсы; 9 – элидот-биотитовые гнейсы; 10 – роговообманково-биотитовые плагиогнейсы; 11 – роговообманково-биотитовые сланцы; 12 – Fe-амфиболиты; 13 – Si-амфиболиты; 14 – тальк-тремолитовые сланцы; 15 – актинолитовые сланцы; 16 – AM-амфиболиты; 17 – пегматоиды; 18 – гранодiorиты. 2. Анализы выполнены в ИМГРЭ; определения контролировались золото-атомно-абсорбционным методом.

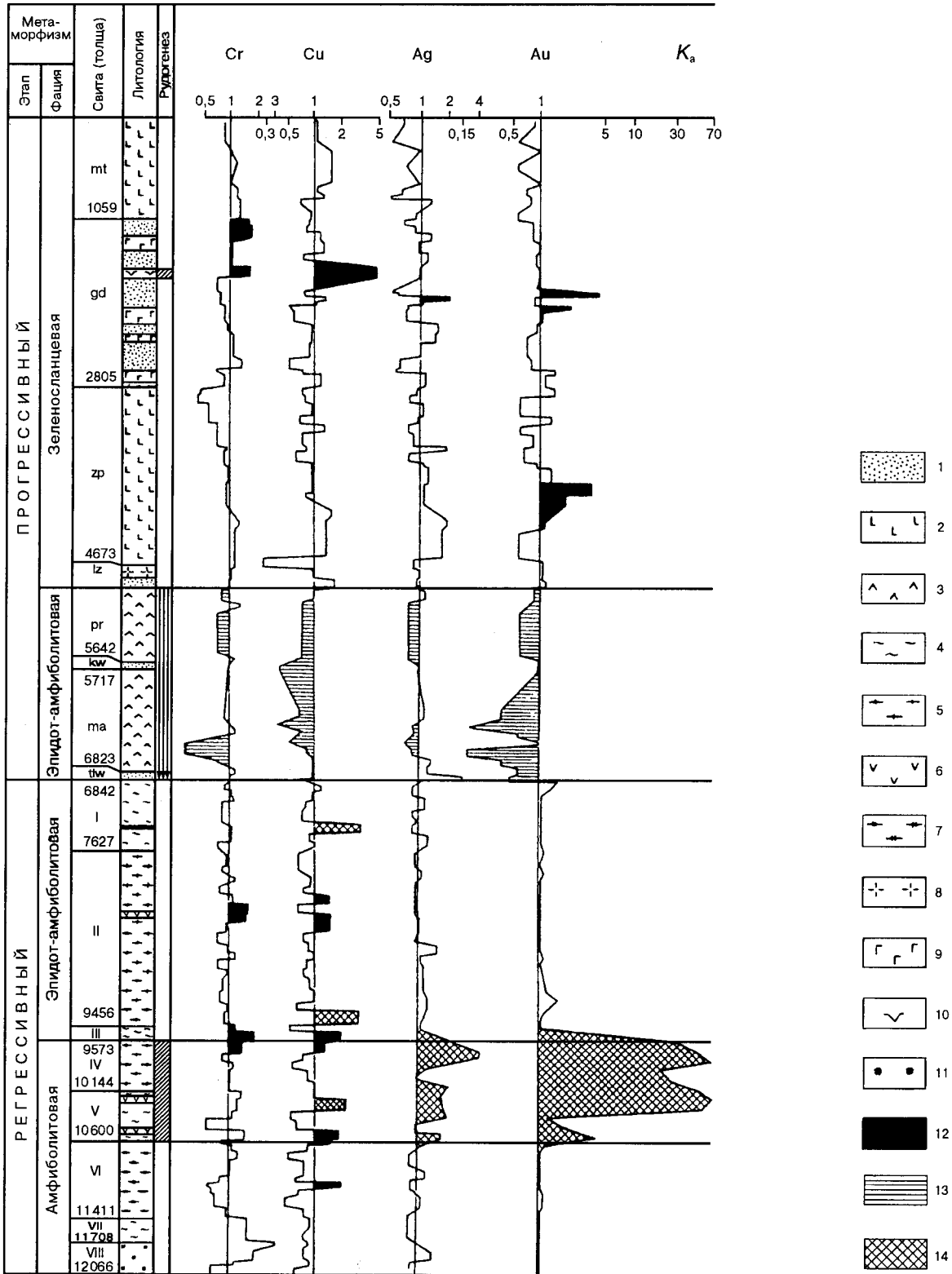


Рис. 4.5. Геохимическая зональность рудных элементов по разрезу СГ-3:

1-3 — печенгский комплекс (PR): 1 — метапелиты, метаалевролиты, метапесчаники; 2 — метатрахибазальты, метаандезиты, метаандезито-базальты; 3 — толеитовые метабазаальты; 4-7 — архейский фундамент (AR<sub>2</sub>): 4 — двуслюдяные плагиогнейсы и сланцы с высокоглинистыми минералами; 5 — лейкократовые биотитовые плагиогнейсы и гнейсы; 6 — амфиболиты; 7 — биотитовые плагиогнейсы нижнего комплекса; 8-11 — интрузивные образования: 8 — дацитовые метапорфириты; 9 — метагаббро-диабазы; 10 — метаперидотиты; 11 — тоналиты, плагиограниты; 12 — зоны повышенных исходных концентраций; 13 — зоны выноса; 14 — зоны накопления

вые плагиогнейсы, а также эпидот- и роговообманково-биотитовые плагиогнейсы с ВГМ. Двуслюдяные плагиогнейсы с ВГМ состоят из биотита (15–35%), плагиоклаза (40–69%), кварца (20–32%). ВГМ представлены ставролитом, гранатом и кианитом, количество которых при неравномерном распределении составляет не более 5–12%. Для плагиогнейсов по сравнению с вышележащими толщами характерна более высокая степень мигматизации; при этом минеральный состав и текстуры мигматитов существенно не различаются. В этих породах как и выше-, так и в нижележащих встречается вторичный мусковит, но отсутствует его первичная, метаморфогенная генерация. Fe-амфиболиты состоят из роговой обманки (48–55%), среднего плагиоклаза (32–50%), кварца (1–5%), в отдельных телах встречается моноклинный пироксен (до 7%); как и в безрудных интервалах — вторичная биотитизация. Si-амфиболиты сложены роговой обманкой (35–49%), плагиоклазом (~50%), кварцем (3–12%), первичным биотитом (до 5–8%).

Таким образом, на уровне породообразующих минералов главные типы пород золотоносной зоны отличаются от соответствующих литотипов вышележащих толщ лишь появлением кианита и моноклинного пироксена и исчезновением андалузита и маложелезистого эпидота, что является нормальным, так как толщи развиты в области перехода от эпидот-амфиболитовой фации к амфиболитовой.

Самородное золото встречается большей частью в виде мельчайших (3–10 мкм) индивидуальных выделений; отмечено срастание золота с алтаитом. Микрозондовыми исследованиями выявлено (Козловский и др., 1988) наличие золота двух типов: серебристого и высокопробного. Они встречаются в биотите, кварце, измененном полево шпате, ильмените, сфене, пирите, локализуясь в интерстициях зерен этих минералов или на контактах их зерен. Обычными для зоны оруденения являются пирротин, халькопирит, пирит, сфалерит, марказит, пентландит, арсенопирит, висмутин. Устанавливается следующая зависимость концентрирования золота от состава вмещающих пород: до 6,7 г/т в Fe-амфиболитах (близких по составу толеитовым базальтам заполяринской свиты печенгского комплекса), до 0,6 г/т в Si-амфиболитах и двуслюдяных сланцах с ВГМ и до 0,3–0,4 г/т в лейкократовых биотитовых плагиогнейсах и роговообманково-биотитовых плагиогнейсах (см. табл. 4.2). Преимущественное концентрирование золота в породах основного состава свидетельствует о ведущей роли кислотно-основного взаимодействия при отложении золота из гидротермальных растворов в подошве разуплотненных пород.

Исследование геохимических неоднородностей в надрудном и подрудном пространствах относительно золотоносной зоны минерализации позволяет выявить следующие закономерности. Так, надрудное пространство (гл. 8670–9370 м) характеризуется относительно невысокой интенсивностью коэффициента аномальности Au ( $K_a = 1,1+1,4$ ); в подрудном интервале аномалии Au во-

обще не фиксируются. В распределении Cu наряду с аналогичной зональностью (в надрудной зоне  $K_a \leq 2,1$  при содержании Cu до 260 г/т, в рудной зоне в среднем  $K_a = 1,1+1,6$  при содержании Cu до 690 г/т) выявлены два дополнительных типа положительных аномалий. Первый, наиболее интенсивный из них, связан с телами базит-гипербазитов, секущих как породы печенгского комплекса (рудоносное тело на глубине 1548–1650 м;  $K_a = 4,7$  при содержании Cu 3700 г/т), так и образования архейского фундамента (гл. 8246–8255, 8407–8408 м и др.). Этот тип аномалий обычно характеризуется повышенными содержаниями Ni, реже Co (до 2900 и 230 г/т соответственно). Второй тип аномалий меди наблюдается в связи с зонами диафтореза в архейском фундаменте. В наиболее мощной из них (гл. 7130–7400 м)  $K_a \leq 3,4$  при содержании Cu до 150 г/т. Для таких аномалий характерны повышенные содержания Pb, Co, реже Zn (соответственно  $K_a = 1,5+2$  и  $1,3+2,5$ ). Аномалии последнего типа отмечаются также в надрудной зоне и верхней части рудной зоны. Критерием отличия указанных зон от золотоносной является поведение Li. Для этого элемента установлен тот же тип зональности, что и для Au, но при диафторезе происходит накопление Li.

Иной тип зональности характерен для Hg и U (рис. 4.6). Повышенные содержания Hg встречены в трех интервалах: 1) в зоне экзогенной трещиноватости (верхняя часть разреза) с притоками метеорных вод и в метасадках ждановской свиты (гл. 0–2800 м) — в среднем от 0,4 до 0,6 г/т; 2) в верхней части зоны разуплотнения с притоками метаморфогенных вод (гл. 5700–6842 м) — в среднем от 0,3 до 0,6 г/т; 3) в надрудной зоне без связи с водопритоками (гл. 8600–9400 м) — в среднем от 0,3 до 1 г/т. Следовательно, аномалии Hg возникали на различных этапах и не могут служить однозначным признаком наличия или отсутствия оруденения. В распределении концентраций обнаружены: одна отрицательная аномалия (гл. 4000–4700 м) в зоне Лучломпольского разлома (среднее содержание 0,7 г/т) и две положительные аномалии — на глубине 5800–7400 м (до 14 г/т, в среднем 2 г/т) в зонах диафтореза как печенгского комплекса, так и фундамента, и на глубине 10200–11500 м (до 51 г/т, в среднем 4 г/т).

Таким образом, в разрезе СГ–3 выявлена гетерогенная геохимическая зональность, формирование которой связано с одновременными этапами метаморфизма и диафтореза.

Анализ радиологических датировок возраста пород разреза, выполненных R/Ar, Rb/Sr и Pb/Pb методами (Кольская сверхглубокая, 1984; Кременецкий, Овчинников, 1986), позволил выделить следующую последовательность этапов полиметаморфизма вскрытой части глубинного разреза земной коры в Печенгском рудном районе:

1) 2700–2400 млн. лет — прогрессивный метаморфизм и ультраметаморфизм архейского фундамента не ниже амфиболитовой фации;

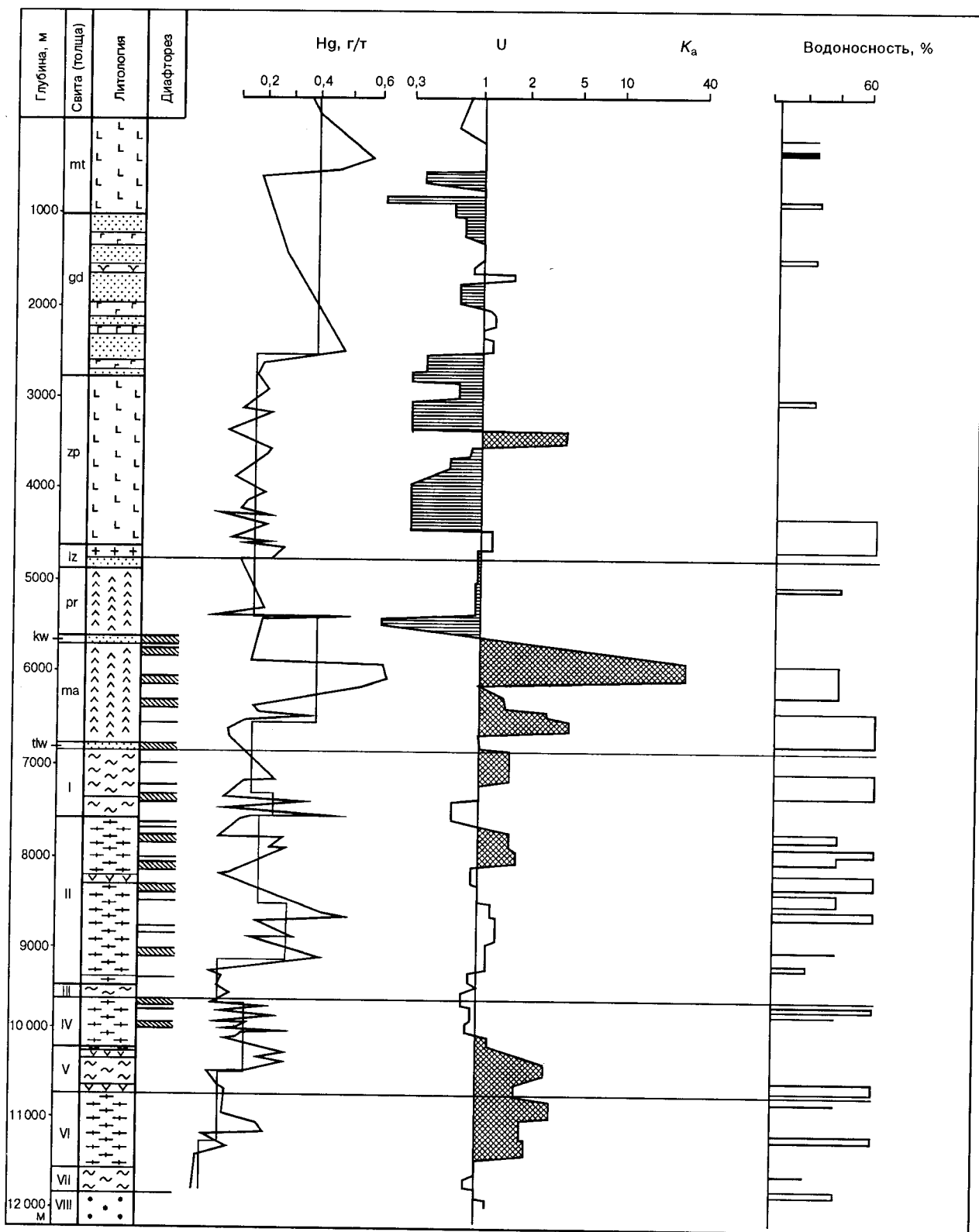


Рис. 4.6. Распределение урана и ртути в метаморфических породах, положение зон диафреза и водоносности в разрезе СГ-3: условные обозначения те же, что на рис. 4.5

2) 2200–2000 млн. лет — метаморфизм зеленосланцевой фации нижних свит печенгского комплекса (гл. 4784–6842 м) и первый этап регрессивного метаморфизма архейского фундамента (гл. 6842–12220 м) в зеленосланцевой фации;

3) 1900–1700 млн. лет — рифтогенный прогрессивный метаморфизм печенгского комплекса с образованием зоны гидрогенно-химического разуплотнения (гл. 4500–10 500 м), сопровождаемый регрессивным метаморфизмом архейского фундамента в эпидот-амфиболитовой фации;

4) 1600–1400 млн. лет — региональная грейзенизация фундамента и формирование зон динамометаморфизма в связи с развитием чешуйчато-надвиговых структур в печенгском комплексе;

5) 1200–900 млн. лет — тектоническая активизация и локальный диафторез в породах печенгского комплекса и подстилающего фундамента;

6) 600–500 млн. лет — тектономагматическая активизация каледонского этапа.

Рассмотренные выше геохимические типы зональности отчетливо коррелируются с каждым из указанных возрастных этапов, свидетельствуя, таким образом, о не только полигенном, но и гетерохронном характере геохимических аномалий. В частности, развитие гидротермально-метаморфогенных зон золотой минерализации синхронно условиям проявления процесса гидрогенно-геохимического разуплотнения. Последний, как будет показано нами далее, может привести к выщелачиванию и последующему выносу Au — до 7,4 т, Ag — 118 т, Li, Cu —  $n \cdot 10^4$  т, Sc, Sn и др. —  $n \cdot 10^7$  т. Глубинные зоны разуплотнения могут сохранять метаморфогенный высококонцентрированный флюид в течение длительного времени; в данном случае за 1,8 млрд. лет израсходовано 50% начального количества флюида (Кременецкий, Овчинников, 1986). Таким образом, формирование Au-руденения и сопутствующих аномалий Ag, Cu и Li вызвано разгрузкой гидротермально-метаморфогенного флюида, источником которого служила верхняя часть зоны гидрогенно-химического разуплотнения. Движение флюида связано, очевидно, с этапом 1600–1400 млн. лет, во время которого происходило частичное вскрытие зоны разуплотнения при тектонических движениях на завершающем этапе консолидации блока. Аналогичные представления о механизме формирования метаморфогенных месторождений развивают многие авторы за рубежом (Colwin et al., Nurmi et al.), отмечая, что минерализованные метаморфогенные воды являются эффективным признаком при разведке архейских месторождений, так как гидрогеохимические ореолы по объему заметно превосходят литогеохимические.

Сопоставляя фактический объем закрытой пористости в разуплотненной зоне (2–3%) с расчетным объемом выделившейся при дегидратации свободной воды (7%), можно предположить, что около 5% метаморфогенного флюида законсервировалось здесь же на глубине внутри

разуплотненной толщи, где сохранилось до настоящего времени благодаря низкой проницаемости метаморфических пород, а вторая половина была вынесена за пределы метаморфизируемой толщи.

Количественная оценка объемного баланса перераспределения рудных и редких элементов при метаморфизме глубинной части печенгского комплекса показывает, что вынос выделяемыми при дегидратации растворами элементов достигает десятков и сотен миллионов тонн, в том числе (т): германий —  $2,6 \cdot 10^6$ , литий —  $(2,5-7,2) \cdot 10^7$ , скандий —  $2,6 \cdot 10^7$ , олово —  $(0,5-1,0) \cdot 10^7$ , иттербий —  $(0,3-1,3) \cdot 10^7$ , молибден —  $(0,5-0,6) \cdot 10^7$ , стронций —  $(2,7-2,9) \cdot 10^8$ , цирконий —  $(1,0-1,4) \cdot 10^8$ , кобальт —  $(1,8-2,0) \cdot 10^8$ , никель —  $(1,3-2,2) \cdot 10^8$ , цинк —  $(3,9-9) \cdot 10^8$  и медь —  $(0,6-1,2) \cdot 10^9$ . Данный механизм может рассматриваться и в качестве эффективного источника гидротермально-метаморфогенного оруденения редких и рудных элементов, зафиксированного в интервале 9,4–10,6 км в разрезе СГ-3 (см. рис. 4.3 и 4.5). Гидротермальное оруденение приурочено к подошве зоны гидрогенно-геохимического разуплотнения, которая, как было показано нами ранее (Кременецкий и др., 1987; Kremenetsky, 1990), развивается перпендикулярно направлению геостатического давления, т. е. в горизонтальном направлении. Это определяет и субгоризонтальное положение зоны золотого оруденения.

Следствия, сопровождающие реализацию явления гидрогенно-геохимического разуплотнения в ходе развития печенгского палеорифта, позволяют наметить ряд критериев для выявления золотого оруденения на поверхности: обязательное развитие зон регрессивного метаморфизма в блоках архейского фундамента, подстилающего Печенгскую структуру;

наличие в подстилающих блоках архейского фундамента дайковых комплексов, комагматичных печенгским вулканитам, трассирующим максимально проницаемые тектонические зоны. В данном случае периоду гидрогенно-геохимического разуплотнения предшествует базальтовый вулканизм (заполярининская толща толеитовых лав) с комагматичными дайками того же состава в архейском фундаменте;

гидротермальное оруденение, вскрытое СГ-3, развито в подошве зоны разуплотнения и концентрируется преимущественно в двух типах пород: двуслюдяных гнейсах и амфиболитах, что указывает на важную роль литологического контроля в локализации золотого оруденения;

постпеченгская активизация привела к вертикальным перемещениям отдельных блоков архейского фундамента и внутриформационным чешуйчато-надвиговым перемещениям внутри Печенгской структуры. Вследствие этого зона гидрогенного разуплотнения (с оруденением в ее подошве) в восточном обрамлении Печенгской структуры была приподнята и после глубокой эрозии, включающей всю протерозойскую структуру и часть подстилающего ее фундамента, могла оказаться близко к поверхности;

с точки зрения перечисленных критериев наиболее благоприятным районом для обнаружения оруденения являются блоки архейского фундамента, примыкающие непосредственно к печенгской структуре с востока и запада, где оно может быть вскрыто на глубине не более 1–2 км (рис. 4.7).

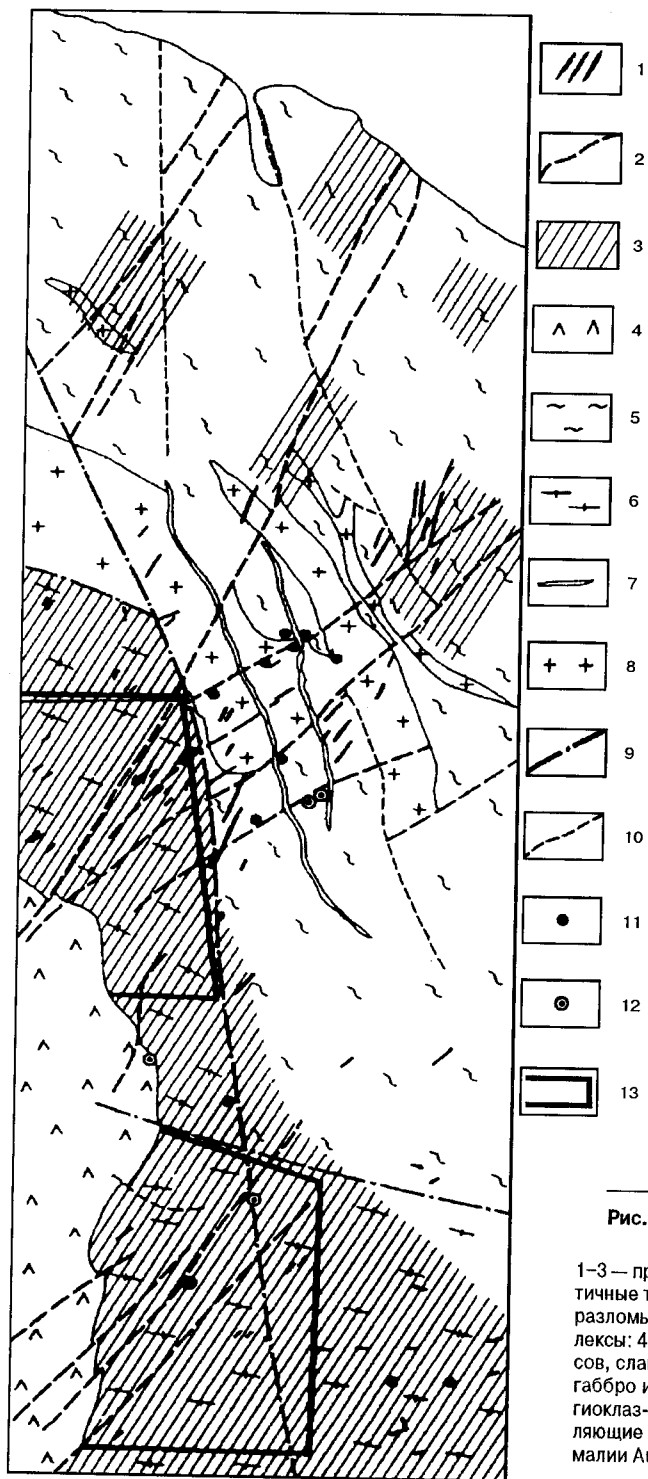


Рис. 4.7. Схема локального прогноза золотого оруденения в восточном обрамлении Печенгского палеорифта:

1–3 — признаки локального прогноза: 1 — дайки метагаббро-диабазов, комагматичные третьей (заполяринской) толщи вулканитов; 2 — рудоконтролирующие разломы СВ простирания; 3 — зоны регрессивного метаморфизма; 4–6 — комплексы: 4 — печенгский осадочно-вулканогенный PR<sub>1</sub>; 5 — супракрустальных гнейсов, сланцев и амфиболитов AR<sub>2</sub>; 6 — гнейсов и плагиогнейсов AR<sub>1-2</sub>; 7 — дайки габбро и перидотитов синматертинского (нясюкского) комплекса PR<sub>2</sub>; 8 — плагиоклаз-микроклиновые граниты PR<sub>3</sub>; 9, 10 — разрывные нарушения; 9 — разделяющие крупные блоковые структуры; 10 — прочие; 11, 12 — геохимические аномалии Au по М. Н. Сотниковой (1972): 11 — в коренных породах; 12 — в шлихах; 13 — участки, перспективные на золотое оруденение

### 4.3. Геохимия изотопов гелия

Бурение Кольской сверхглубокой скважины впервые позволило исследовать распределение изотопов гелия в породах континентальной коры на глубину более 12 км. Кроме изучения вопросов изотопной геохимии Ne в древних породах, было интересно проверить, сохраняется ли на этих глубинах изотопное отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , установленное для докембрийских платформ и в среднем равное  $1,8 \cdot 10^{-8}$ , или оно будет возрастать по мере приближения к границе с верхней мантией, для которой современное значение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  отношения принимается равным  $1,2 \cdot 10^{-5}$  (Толстихин, 1986; Верховский, Шуколоков, 1991).

На первом этапе исследований основное внимание было уделено породам и породообразующим амфиболам архейского комплекса. В пределах же карельского комплекса изучение распределения изотопов Ne было проведено в ограниченном числе образцов диабазов, представляющих четыре вулканогенные свиты протерозоя. Выделение гелия осуществлялось плавлением образцов. Результаты показали, что в интервале 4–4,5 км в диабазах карельского комплекса, а также в верхней части архейского разреза  $^3\text{He}/^4\text{He}$  отношение в несколько раз превышает коровые значения, которые присущи остальной части разреза скважины. Кроме того, для кольско-беломорского комплекса было отмечено, что породы и выделенные из них амфиболы на одних и тех же глубинах имеют практически одинаковый изотопный состав Ne. Наблюдаемое увеличение изотопного отношения гелия в указанных частях разреза было объяснено привнесом мантийного Ne основными-ультраосновными расплавами в ходе тектономагматической активизации района в протерозойское время (Архейский комплекс..., 1991).

На втором этапе основное внимание было уделено карельскому комплексу с привлечением осадочных пород, а методика выделения Ne изменена. Гелий извлекался путем измельчения образцов в запаянных вакуумированных стеклянных ампулах. Принцип измельчения образцов в ампулах приведен в работе (Икорский, Куш, 1992). В ампулы образцы для измельчения загружались в виде фракции  $-0,63+0,25$  мм. В отличие от плавления, при котором из образцов извлекается весь Ne, при измельчении выделение гелия происходит из флюидных включений в минералах и закрытых пор пород, имеющих

микроскопические размеры. Кроме пород, были изучены образцы кварца и кальцита из синметаморфогенных жил карельского комплекса, а также жил и пегматитов кольско-беломорского комплекса. Как правило, образцы жильных минералов изучались вместе с пробами вмещающих жилы пород, взятыми на расстоянии 0,5–3 см от контакта с жилой (парные пробы). Анализ изотопного состава He выполнялся на масс-спектрометре МИ-1201 №22–78 (Икорский и др., 1994). Несколько образцов подверглись плавлению, как и на первом этапе.

Сумма всех полученных результатов (Архейский комплекс..., 1991; Икорский и др., 1994) позволяет сделать следующие выводы:

1. Измеряемые значения изотопного отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  не зависят от полноты выделения гелия из пород. На рис. 4.8 видно, что значения отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , получаемые с использованием плавления и измельчения образцов, на одних и тех же интервалах раз-

реза практически одинаковы. Количество  $^4\text{He}$ , выделяемого измельчением, в среднем составляет в диабазах 5, гнейсах 25 и амфиболах 4% общего его содержания, определяемого плавлением. Наибольшее содержание  $^4\text{He}$ , полученное при плавлении, составило ( $10^6 \text{ см}^3/\text{г}$ ): в диабазах — 860, гнейсах — 670, амфиболитах — 1760. Наиболее высокое содержание  $^4\text{He}$ , полученное при измельчении, обнаружено в кварце из турмалиново-кварцевой прожилка в андезитовых порфиритах Лучломпольской свиты на глубине 4763,1 м (табл. 4.3, анализ 21\*). При повторном исследовании дубликата этого уникального образца с применением измельчения и плавления содержания  $^4\text{He}$  соответственно составили  $3112 \cdot 10^{-6}$  и  $6607 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$  при практически одинаковых значениях  $^3\text{He}/^4\text{He}$  отношения:  $10,7 \cdot 10^{-8}$  и  $9,4 \cdot 10^{-8}$ . При плавлении порошка кварца, оставшегося после измельчения пробы в ампуле, получено содержание  $^4\text{He}$ , равное  $3400 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ , и значение  $^3\text{He}/^4\text{He} = 11,0 \cdot 10^{-8}$ , показана его полная идентичность для всех ступеней, начиная с 360 и до  $1000^\circ\text{C}$ .

2. Гелий, извлекаемый из флюидных включений в кварце синметаморфогенных жил пегматитов, имеет тот же изотопный состав, что и He во вмещающих породах. На рис. 4.8 видно, что значения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  отношения в жильном кварце и в породах изменяются по разрезу скважины синхронно и практически в одних и тех же пределах. Коэффициент корреляции для  $^3\text{He}/^4\text{He}$  отношений, вычисленных для 13 пар образцов кварца и пород, составил 0,92.

3. В разрезе скважины устанавливается чередование интервалов или зон, характеризующихся радиогенными или близкими к ним отношениями  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , с зонами, в которых эти отношения в 5–7 раз превышают радиогенные, коровые значения. В границах каждой зоны все

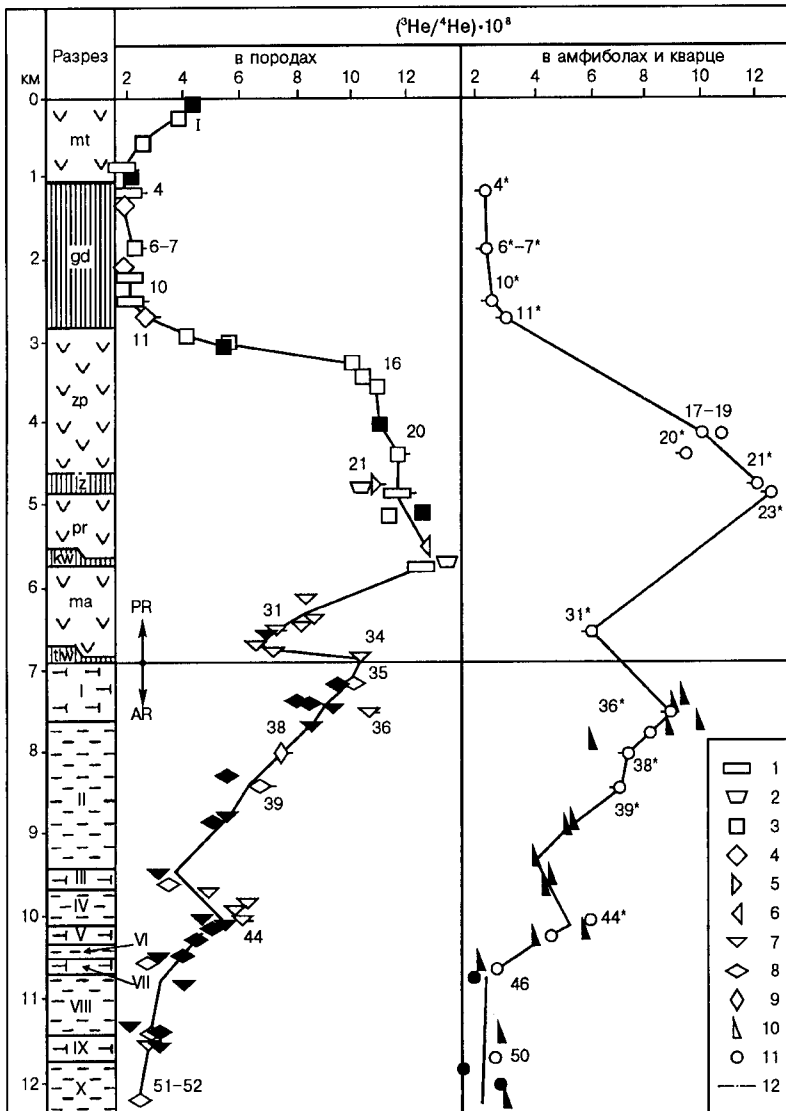


Рис. 4.8. Распределение изотопного отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  по разрезу СГ-3:

1 — филлиты, алевролиты, песчаники; 2 — карбонатные породы; 3 — диабазы; 4 — габбро-диабазы; 5 — андезитовые порфириты; 6 — метатрахиандезитобазальты; 7 — амфиболиты и амфиболовые сланцы; 8 — гнейсы, кристаллосланцы; 9 — аплиты; 10 — амфиболы из амфиболитов и амфиболовых сланцев; 11 — кварц из синметаморфогенных жил и пегматитов; 12 — положение Лучломпольского разлома. Незалитыми знаками показаны значения отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , полученные при выделении гелия измельчением образцов, залитыми — значения при выделении гелия плавлением [данные из (Архейский комплекс..., 1991)]; встречными штрихами обозначены парные пробы, отобранные в одной точке из жилы и вмещающей породы; цифры у незалитых знаков соответствуют номерам анализа в табл. 4.3. Индексы свит печенгского комплекса и характеристика толщ архейского фундамента приведены в примечании к табл. 4.1.

Таблица 4.3

## Содержание и изотопный состав He в закрытых порах и флюидных включениях по разрезу СГ-3

Номер анализа	Свита, толща	Номер пробы	Глубина, м	Порода (минерал)	$^4\text{He} \cdot 10^{-6}$ , $\text{см}^3/\text{г}$	$(^3\text{He}/^4\text{He}) \cdot 10^{-8}$
1	2	3	4	5	6	7
Карельский комплекс (PR)						
1	mt	362	235,8	Метадиабаз	3,3	3,8
2	"	42/75	513,6	Метадиабаз	1,1	2,5
3	"	50	861,5	Метаалевропелит	3,6	1,8
4	gd	3715	1174,15	Углистый метапелит	40	2,0
4*	"	3715	1174,15	Кварц (Ка-Кв жила)	242	2,3
5	"	18/74	1346,0	Метагаббродиабаз эссекситовый	79	1,8
6	"	6829	1846,9	Метадиабаз	5,5	2,2
6*	"	6829	1846,9	Кварц (Хл-Ка-Кв жила)	22	2,3
7	"	6833	1848,6	Метадиабаз	10,2	2,7
7*	"	6833	1848,6	Кварц (Ка-Кв жила)	272	3,0
8	"	55	2100,0	Метагаббродиабаз	8,7	1,8
9	"	57	2140,3	Углеродистый метаалевропелит	9,3	2,1
10	"	9349	2480,35	Полимиктовый метапесчаник	26,6	2,1
10*	"	9349	2480,35	Кварц (Ка-Кв жила)	995	2,5
11	"	10215a	2674,2	Метагаббродиабаз	31	2,6
11*	"	10215a	2674,2	Кварц (Ка-Кв жила)	490	3,0
12	zp	66	2883,5	Метадиабаз	11,3	4,1
13	"	67	2981,5	Метаандезитобазальт	3,8	5,6
14	"	Б-18	3217,5	Метадиабаз	21	10,0
15	"	68	3422,4	Метадиабаз	21	10,4
16	"	42/75	3501,0	Метадиабаз	35	10,9
17	"	15847	4146,8	Кварц (Хл-Ка-Эп жила)	234	10,1
18	"	15852	4147,6	Кварц (Ка-Кв жила)	292	10,8
19	"	15943	4163,0	Кварц (Акт-Ка-Кв жила)	71	10,5
19*	"	15943	4163,0	Кальцит (Акт-Ка-Кв жила)	11,1	11,1
20	"	17035	4389,55	Метадиабаз	95	11,7
20*	"	17035	4389,55	Кварц (Ка-Кв жила)	142	9,5
21	lz	18064	4763,1	Андезитовый метапорфирит	217	10,8
21*	"	18064	4763,1	Кварц (Тур-Кв жила)	2806	12,2
22	"	181936	4810,6	Песчаный доломит	2731	10,6
23	"	18430	4870,5	Аркозовый метапесчаник	237	11,6
23*	"	18430	4870,5	Кварц (Ка-Кв жила)	1280	12,7
24	pr	25/75	5114,6	Метадиабаз	26,4	11,3
25	"	8/74	5496,0	Метатрахиандезитобазальт	166	12,7
26	kw	10/74	5666,5	Песчаный доломит	401	13,4
27	"	11/74	5690,3	Аркозовый метапесчаник	19	12,5
28	ma	27/75	6093,2	Метаандезитобазальт	33	8,3
29	"	30/75	6296,4	Метаандезитобазальт	16,5	8,6
30	"	К-6410	6410,0	Диафторированный метаандезитобазальт	11,2	7,9
31	"	20857	6497,8	Метаандезитобазальт	26,4	7,2
31*	"	20857	6497,8	Кварц (Кв жила)	2,8	6,1
32	"	33/75	6666,2	Метаандезитобазальт	29	7
33	"	34/75	6717,0	Плагиоклазамфиболовый сланец	13,8	7,6
34	"	36/75	6792,4	Биотитамфиболовый сланец	24	10,3

1	2	3	4	5	6	7
Кольско-беломорский комплекс (AR)						
35	I	5/78	7127,0	Двуслюдяной плагиогнейс с ВГМ	43	10,0
36	"	24332	7491,0	Fe-Mg амфиболит	85	10,6
36*	"	24332	7491,0	Кварц (Кв жила)	304	9,1
37	II	25316ш	7774,5	Кварц (Кв жила)	2,5	8,3
38	"	27156ш	8000,5	Лейкократовый Би плагиогнейс	6,6	7,4
38*	"	27156ш	8000,5	Кварц (Кв жила)	5,7	7,5
39	"	28916	8397,0	Эп-Би плагиоклазовый сланец	705	6,8
39*	"	28916	8397,0	Кварц (Кв жила)	758	7,2
40	IV	K9607	9607,0	Лейкократовый Би гнейс	3,6	3,4
41	"	K9636	9631,0	Би-Рог плагиогнейс	152	4,6
42	"	42445	9930,1	Fe-амфиболит	67	6,4
43	"	K9999	9999,8	Si-амфиболит	21,6	6,0
44	"	372562	10025,9	Порфиروبластовый амфиболит	23	6,1
44*	"	372562	10025,9	Кварц (Кв жила)	519	6,2
45	V	38032	10212,6	Кварц (Кв жила)	3,4	4,7
46	"	38032e	10598,5	Кварц (Кв жила)	41	2,7
47	VIII	35/82	10615,3	Лейкократовый Би плагиогнейс	18,3	2,6
48	IX	29/82	11415/8	Мезократовый Би плагиогнейс с ВГМ	68	2,8
49	"	31/82	11431,3	Амфиболит	24	2,7
50	"	42057	11614,0	Кварц (пегматитовая жила)	470	2,7
51	X	44994	12212,5	Би гнейс	5,3	2,3
52	"	44994	12212,5	Би гнейс	90	2,4

\* Парные пробы, отобранные в одной точке из жилы и вмещающей породы.

Примечание. Условные обозначения: Акт — актинолит, Би — биотит, ВГМ — высокоглиноземистый минерал, Ка — кальцит, Кв — кварц, Ол — оливин, Рог — роговая обманка, Тур — турмалин, Хл — хлорит, Эп — эпидот. Остальные обозначения см. в табл. 4.1.

породы независимо от их состава и генезиса, а также минералы синметаморфогенных жил и пегматитов при наблюдаемых различиях в содержании Ne (например, для кварца в 10–40 раз) имеют практически одинаковые  $^3\text{Ne}/^4\text{Ne}$  отношения (см. табл. 4.3, рис. 4.8). С поверхности до глубины 2,8 км соотношение изотопов Ne отвечает радиогенному уровню и лежит в пределах от  $1,8 \cdot 10^{-8}$  до  $4,4 \cdot 10^{-8}$  с преобладающими значениями  $(1,8-2,5) \cdot 10^{-8}$ . В эту зону входит весь разрез матертской вулканогенной и ждановской осадочной свит. Ниже, в актинолитизированных диабазах верхней части заполяринской свиты значение  $^3\text{Ne}/^4\text{Ne}$  отношения быстро возрастает и в интервале от 3,2 до 5,7 км составляет  $(10-13) \cdot 10^{-8}$ . Такие значения характерны как для изверженных (диабазы, андезитовые порфириды, трахиандезиты), так и для осадочных (аркозовые песчаники, доломиты, мрамора) пород заполяринской, лучломпольской, пирттиярвинской и кувернериньокской свит карельского комплекса, а также для синметаморфогенных жил, развитых в этих толщах. Далее, в интервале 6–6,7 км в сланцеватых амфиболитах маярвинской свиты отношение  $^3\text{Ne}/^4\text{Ne}$  снижается до  $(6-7) \cdot 10^{-8}$ , а затем вновь возрастает до  $10 \cdot 10^{-8}$  в сланцеватых амфиболитах основания маярвинской сви-

ты, гнейсах и амфиболитах I толщи кольско-беломорского комплекса в интервале от 6,8 до 7,5 км. Глубже отношение  $^3\text{Ne}/^4\text{Ne}$  постепенно уменьшается до  $(3-3,6) \cdot 10^{-8}$  на отметке 9,6 км, потом вновь несколько возрастает до  $(6 \cdot 10^{-8})$  на уровне 10 км, а далее до забоя скважины изотопное отношение Ne имеет практически коровые значения:  $(2,7-2,3) \cdot 10^{-8}$ . Подобное распределение изотопного отношения Ne в разрезе кольско-беломорского комплекса характерно не только для пород, но и для породообразующих амфиболов и жильного кварца (рис. 4.8).

Взаимоотношения между радиоактивностью пород и значением изотопного отношения  $^3\text{Ne}/^4\text{Ne}$  неоднозначны. Если в ждановской свите общая повышенная радиоактивность (Кольская сверхглубокая, 1984) хорошо согласуется с радиогенными значениями  $^3\text{Ne}/^4\text{Ne}$  отношения, то в актинолитизированных диабазах заполяринской свиты, имеющих стабильно низкие содержания радиоактивных элементов (урана — не более 0,15 г/т), значение  $^3\text{Ne}/^4\text{Ne}$  отношения меняется от  $4 \cdot 10^{-8}$  в кровле толщи до  $(10-12) \cdot 10^{-8}$  в остальной части разреза свиты (см. рис. 4.8). В то же время такие же повышенные значения отношения  $^3\text{Ne}/^4\text{Ne}$  характерны и для всей

лучломпольской свиты, породы которой отличаются наиболее высокой (Кольская сверхглубокая, 1984) радиоактивностью среди карельского комплекса (например, в андезитовых порфиритах содержание урана достигает 2,5–3 г/т). Совпадение повышенной радиоактивности с относительно высокими значениями  $^3\text{He}/^4\text{He}$  отношения наблюдается и в верхней части архейского разреза.

Таким образом, в разрезе скважины можно выделить две зоны, в которых изотопное отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  почти на порядок превышает коровые значения и свидетельствует о присутствии в составе He до 1% мантийной компоненты. Одна из этих зон расположена в вулканогенно-осадочных породах протерозоя в интервале 3,2–5,7 км, другая находится на глубине 6,8–7,5 км и объединяет низы карельского комплекса и верхнюю часть архейского разреза. Относительная обогащенность гелия изотопом  $^3\text{He}$  в этих зонах может быть объяснена следующими причинами:

а) как высказывалось ранее (Архейский комплекс..., 1991), привнос мантийного He с высоким отношением  $^3\text{He}/^4\text{He}$  мог осуществляться глубинными расплавами, за счет которых в протерозойское время возникли изверженные породы основного и ультраосновного составов. Последующий региональный метаморфизм мог сопровождаться процессом перераспределения гелия с выравниванием его изотопного состава, который захватил и часть осадочных свит протерозоя, а также верхи кольско-беломорского комплекса. Такая модель не вполне корректна, так как в ряде случаев осадочные породы в этих зонах содержат гелий не только с равным, но и более высоким отношением  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , чем предположительно материнские вулканиты. К тому же в части магматических пород (диабазы, габбро-диабазы) карельского комплекса значение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  отношения не выходит за пределы типичных радиогенных значений (см. табл. 4.3);

б) в целях проверки возможности появления избыточного изотопа  $^3\text{He}$  за счет взаимодействия в породах тепловых нейтронов с легким изотопом  $^6\text{Li}$  (Толстихин, 1986) были определены содержания лития в 27 образцах пород и жильного кварца, в которых отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  изменяется от  $2,3 \cdot 10^{-8}$  до  $12,7 \cdot 10^{-8}$ . Каких-либо корреляций между изотопами гелия или их отношения с содержанием лития не установлено;

в) третье предположение, которое авторам представляется наиболее вероятным, основывается на том факте, что обе зоны повышенных значений изотопного отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  приурочены к двум важным структурным элементам разреза скважины: верхняя зона — к Лучломпольскому разлому, нижняя — к контакту карельского и кольско-беломорского комплексов. Примечательно, что при сейсмических работах, предшествующих заложению скважины, по Лучломпольскому разлому была проведена граница протерозоя с археем, а действительный контакт этих комплексов интерпретирован как граница гнейсов архея с нижележащими породами гранулит-базальтового слоя (Кольская сверхглубокая, 1984).

Можно полагать, что Лучломпольский разлом, влияние которого в виде дислокационного метаморфизма прослеживается вверх и вниз по разрезу на значительные расстояния, и контакт протерозоя с археем, по которому также происходили тектонические подвижки, служили проводящими зонами для флюидов, несущих гелий с мантийной составляющей. При метаморфизме высокая проникающая способность гелия способствовала выравниванию и усреднению его изотопного состава во всех породах — осадочных и изверженных, находящихся в зонах влияния этих структур, с установлением изотопных отношений, превышающих радиогенное значение. Гелий того же изотопного состава консервировался во флюидных включениях синметаморфогенных жил. Возможность атмосферного происхождения изотопа  $^3\text{He}$  во флюидах полностью исключается полученным отношением  $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$  для флюидных включений в образце жильного кварца 18064 из центральной части Лучломпольского разлома (гл. 4763,1 м). Это отношение в составе газа, извлеченного из кварца дроблением, составило 0,37, что на много порядков превышает отношение  $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$  в воздухе и почти совпадает с значением этого отношения, принимаемым для верхней мантии и равным 0,32 (Верховский, Шуколюков, 1991). Не исключено, что поступление флюидов с мантийной компонентой He по проницаемым зонам продолжалось и после завершения регионального метаморфизма в течение длительного времени. На это указывает, в частности, тот факт, что на участках проявления регрессивного метаморфизма вновь возникшие минеральные ассоциации содержат He того же изотопного состава, что и гелий в расположенных близко по разрезу и не измененных таким метаморфизмом породах (см. табл. 4.3, анализы 28–31). К Лучломпольскому разлому приурочена наиболее высокая в разрезе скважины (Кольская сверхглубокая, 1984) положительная аномалия теплового потока — до  $65 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ , что, вероятно, обусловлено движением флюидов по разлому. Также можно было ожидать, что большие различия в радиоактивности пород в зоне Лучломпольского разлома, а следовательно, разная степень генерации  $^4\text{He}$  по-разному проявятся на изотопном составе He в этих породах. Однако этого не наблюдается, и все породы в пределах зоны независимо от их радиоактивности характеризуются практически однообразным изотопным составом He, превосходящим радиогенные значения. В то же время повышенная радиоактивность осадочных пород ждановской свиты, расположенной за пределами этой зоны, и связанная с этим генерация радиогенного гелия привели к усреднению изотопного состава He во всех породах свиты на радиогенном уровне и «стерли» мантийную метку в диабазы и габбро-диабазы, которые в разрезе свиты занимают до 30% мощности. Вне пределов зон влияния, связанных с Лучломпольским разломом и контактом протерозоя с археем, некоторое не столь значительное возрастание  $^3\text{He}/^4\text{He}$  отношения (до  $6 \cdot 10^{-8}$ ), наблюда-

емое на глубинах около 10 км (см. рис. 4.8), возможно, также вызвано движением глубинных флюидов по проницаемой зоне, наличие которой подтверждается приуроченностью к этому интервалу коллекторов трещинного и трещинно-жильного типа, содержащих высокоминерализованные воды (Кольская сверхглубокая, 1984).

В целом, проведенные исследования не обнаружили существенного изменения изотопного состава гелия с глубиной. Разрез Кольской сверхглубокой скважины начинается с радиогенных, коровых значений  $^3\text{He}/^4\text{He}$  отношения и на глубинах ниже 10,5 км ими же и завершается. Установленное возрастание этого показателя в средней части разреза, по нашему мнению, с наибольшей вероятностью может быть объяснено тектоническими факторами.

#### 4.4. Геохимия радиоактивных элементов и модель теплогенерации докембрийской коры

Согласно современным оценкам от 40 до 60% поверхностного теплового потока на континентах обусловлено теплом распада радиоактивных U, Th и K в породах земной коры (Vitorello, Pollack, 1980). Древние платформы в силу их стабилизированного тектонического режима принято относить к областям с фоновым мантийным потоком по сравнению с областями повышенной эндогенной активности. Наряду с платформенными областями, щиты обычно относятся к разряду стабилизированных по эндогенному режиму областей, что, в частности, дало повод геофизикам-геоэлектрикам считать разрез коры и верхней мантии Балтийского щита «холодным» и принимать его за нормальный (фоновый) геоэлектрический разрез континентальной коры (Ваньян, 1981). Однако имеются работы, в которых приводятся соображения о возможности относительного разогрева литосферы под щитами «аномальной мантии» (Артюшков, 1979).

В связи с этим возникает вопрос, что же следует понимать под нормальным (либо аномальным) мантийным тепловым потоком на щите? Каково его значение? Как уже отмечалось, щиты характеризуются в среднем довольно низкой плотностью теплового потока (Rao, Jessop, 1975). Возможно, что частично причина тепловых потоков на щитах косвенным образом связана со сверхвысоким давлением земной коры. Тем не менее отдельные изменения на Балтийском и Индостанском щитах указывают на повышение плотности теплового потока  $Q$ . Возрастание  $Q$  может быть обусловлено повышенной радиоактивностью приповерхностных пород; не исключена и эндогенная природа роста теплового потока.

Учет неравномерности поверхностной теплогенерации и оценка так называемого редуцированного теплового потока могут быть проведены на основе провинций

теплового потока (Roy et al., 1966) с использованием следующего соотношения:

$$Q_0 = Q^* + A_0 b,$$

связывающего поток поверхности  $Q_0$  с поверхностной теплогенерацией пород  $A_0$  (здесь  $Q^*$  — редуцированный тепловой поток, поступающий из нижних частей коры; параметр  $b$  характеризует мощность обогащенного источниками тепла слоя коры). Например, на Украинском щите были выделены три области с постоянной величиной  $Q^*$ , но различными значениями  $b$  (Герасимов и др.). Для Балтийского щита имеется аналогичный опыт построения такой зависимости, однако использование данных о плотности теплового потока и теплогенерации поверхностных пород вулканогенных структур (типа Печенгской структуры) для расчета коэффициента уравнивания регрессии представляет неправомочным. Связано это со спецификой теплогенерации зеленокаменных структур, которые, как известно (Allis, 1979), характеризуются инверсионным распределением источников тепла по глубине, обусловленным преобладанием в их строении основных пород, а в подстилающих гранитогнейсах — более кислых, следовательно, и более радиоактивных пород. В случае инверсии теплогенерации с глубиной  $A(z)$  линейная связь между поверхностным потоком и теплогенерацией может нарушаться, поскольку уровень  $Q$  в этом случае определяется теплогенерацией гранитогнейсов фундамента (Kremenetsky et al., 1989). В частном случае возможна линейная связь, но ее интерпретация в терминах  $Q^*$  и  $b$  лишена прежнего смысла. Возможные модели зависимости теплогенерации  $A$  от глубины  $z$  для зеленокаменных поясов рассмотрены нами (Kremenetsky et al., 1989) ранее.

При постоянном мантийном тепловом потоке  $Q_m$  вариации теплогенерации, обусловленные различным составом пород подстилающего фундамента, определяют поверхностный тепловой поток  $Q_0$  при неизменной  $A$  в вышележащей зеленокаменной структуре. Изменения теплогенерации в самой зеленокаменной структуре будут приводить к линейной зависимости  $Q$  от  $A$ , однако редуцированный тепловой поток  $Q^*$  оказывается не равным  $Q_m$ , а тангенс угла наклона не равен мощности зеленокаменного пояса. С ростом глубины эрозионного среза зеленокаменной структуры зависимость  $Q$  от  $A$  становится негативной.

Проходка сверхглубокой скважины на Печенгской зеленокаменной структуре дала возможность изучать реальное распределение U, Th, K (РЭ), а также рассчитать значение теплогенерации по глубине. Однако к настоящему времени в литературе даны либо средние оценки содержаний U, Th, K и значений теплогенерации по свитам для нижнего протерозоя с указанием этих параметров для основных типов пород архея (Карус и др., 1983), либо дается интегральное значение теплогенерации по разрезу, вскрытому СГ-3 (Аршавская и др., 1984). В настоящей работе авторы ставили своей

целью, наряду с интегральными оценками содержания радиоактивных элементов (РЭ) и теплогенерации  $A$  по свитам, построить модель вертикального распределения РЭ и теплогенерации по разрезу СГ-3 и дать прогнозную оценку температуры на всю кору. В основу модели была положена разработанная авторами петрографическая схема расчленения разреза СГ-3 и новая петрологическая модель коры (Кременецкий, Овчинников, 1983, 1986).

Рассмотрим верхнюю часть — от 0 до 12 км. Детальное изучение разреза печенгского комплекса и кольской серии, проведенное на основе kernового материала СГ-3, позволило выделить слои различных по вещественному составу пород.

Поскольку породы находятся в различной степени метаморфизма, при определении их использовалась двойная номенклатура: во-первых, реальное название метаморфической породы, во-вторых, название ее исходного (до-метаморфического) эквивалента. Такой подход позволил свести все наблюдаемое в разрезе разнообразие пород к следующим главным группам:

группа I — метабазиты, включая метабазиты, плагиоклаз-роговообманковые (амфиболовые) сланцы, амфиболиты; группа II — метаосадочные, включая пелиты, псаммиты, сланцы и гнейсы с высокоглиноземистыми минералами;

группа III — гнейсы и плагиогнейсы, включая кислые и средние метаэффузивы, аркозовые песчаники; кроме того, в разрезе встречаются жильные тела — граниты различного состава, дацитовые порфириты, а также дайки основных и ультраосновных пород. В соответствии с принятой номенклатурой в пределах протерозойской части разреза (0–6842 м) выделено 125 слоев, в архейской части (6842–11500 м) — 154 слоя.

Для каждого выделенного слоя нами были проведены анализы на содержание  $U$ ,  $Th$  и  $K$  инструментальным нейтронно-активационным методом. Чувствительность метода —  $1 \cdot 10^{-4} \%$ ; с использованием методики предварительного радиохимического отделения мешающих элементов чувствительность этого метода повышается до  $0,1 \cdot 10^{-4} \%$  (Ю. П. Сотсков, ИМГРЭ). Содержание  $K$  определялось также методом пламенной фотометрии (аналитики Л. А. Бусахина, Л. П. Чижикова, ИМГРЭ).

Разрез был подразделен на интервалы от 100 до 15 м в зависимости от степени неоднородности петрографического состава. Далее в каждом интервале с учетом массы попадающих в него пород определялись среднее поинтервальное значение  $U$ ,  $Th$  и  $K$  и средняя теплогенерация ( $мкВт \cdot м^{-3}$ ) по формуле (Rybach, Buntebarth, 1982)

$$A = 0,1325\rho (0,718 C_U + 0,193 C_{Th} + 0,262 C_K),$$

где  $\rho$  — плотность,  $г/см^3$ ;  $C_U$ ,  $C_{Th}$ ,  $C_K$  — концентрация урана и тория ( $г/т$ ) и массовая доля калия (%).

В результате получено реальное послойное распределение средних содержаний радиогенных элементов  $U$ ,  $Th$  и  $K$  по разрезу печенгского комплекса и архейского фундамента, что и позволило рассчитать значение радиогенной теплогенерации до глубины 12 км (рис. 4.9). Рисунок дан в полулогарифмическом масштабе, так как диапазон изменения концентрации изотопов  $U$ ,  $Th$ ,  $K$  достигает в среднем двух порядков.

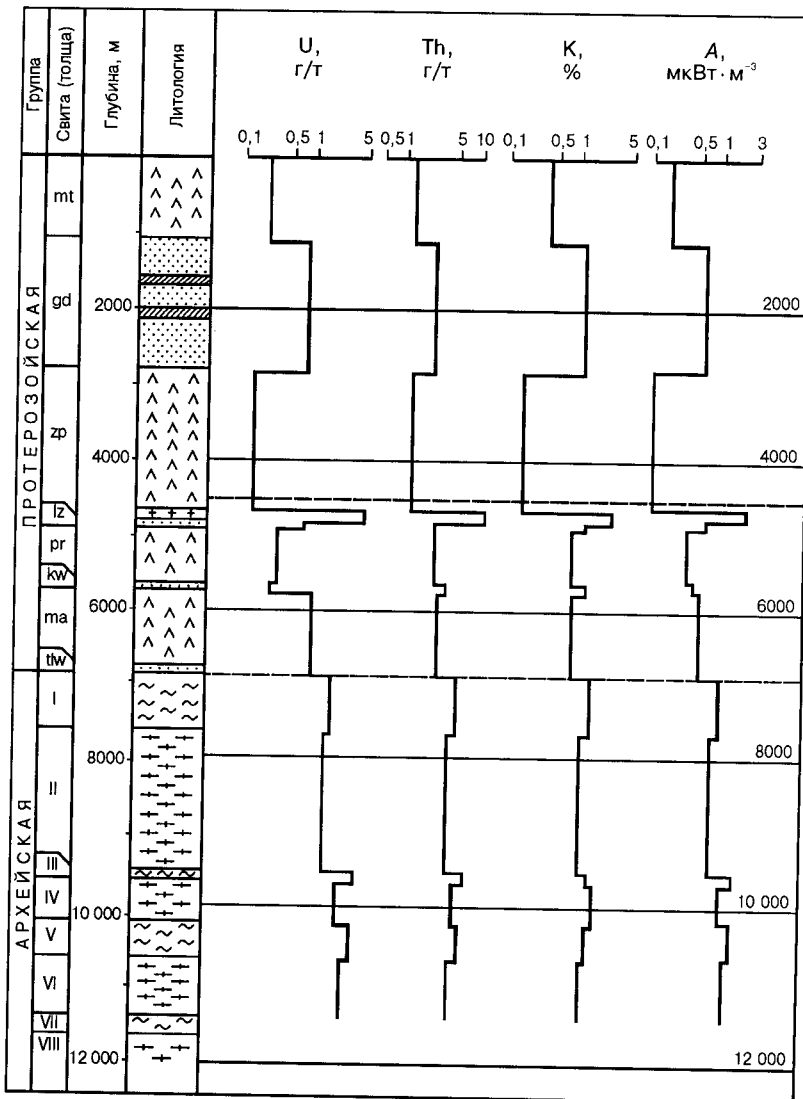


Рис. 4.9. Распределение радиогенных элементов и значений теплогенерации (A) по разрезу СГ-3: условные обозначения те же, что на рис. 4.1

Рассмотрим распределение U, Th, K по разрезу Кольской сверхглубокой скважины в интервале от 0 до 12 км. На рис. 4.9 видно, что отмеченные элементы характеризуются резко контрастным типом распределения в вулканогенно-осадочных породах печенгского комплекса: минимальные концентрации отмечаются в метаэффузивах, а максимальные — в осадочных; при этом для вулканогенных толщ отмечается последовательное увеличение концентрации U, Th, K вниз по разрезу. Увеличение концентрации U, Th, K в метаэффузивах вниз по разрезу обусловлено исключительно изменением их исходного химического состава: пикрит-базальты → базальты → толеитовые базальты → андезитобазальты. Концентрации U, Th, K в метаосадочных породах выше: U — от 0,9 до 3,7 г/т, Th — от 2,6 до 13 г/т, K — от 1,2 до 3–6%.

Средние содержания РЭ в главных типах протерозойских и архейских пород разреза Кольской скважины приведены в табл. 4.4. В подстилающем архейском

комплексе наблюдаются более высокие содержания U, Th, K и менее контрастный тип распределения. Однако и здесь первично осадочные породы (мусковит-биотитовые сланцы с андалузитом и силлиманитом) отличаются более высокими концентрациями по сравнению с переслаивающимися ортогнейсами и амфиболитами.

Зоны аномально высоких содержаний U, Th, K в разрезе печенгского комплекса связаны с поздними субвулканическими образованиями, например дайкой дацитовых порфиритов в зоне Лучломпольского разлома (гл. 4680–4780 м), а в подстилающих архейских гнейсах — с более поздними жилами порфиоровидных гранитов Лицко-Арагубского комплекса. Не исключено, что субвулканические образования и эти граниты являются комагматическими. Суммарная доля их в разрезе составила 1,5%.

На фоне средних значений для каждой свиты демонстрируется фактическое распределение U, Th, K и теплогенерации. Средняя теплогенерация в породах PR<sub>1</sub> протер-

Таблица 4.4

Средние значения содержаний радиоактивных элементов, плотности  $\rho$  и теплогенерации  $A$  в главных типах пород печенгского и архейского комплексов по разрезу СГ-3

Породы	U, г/т	Th, г/т	K, %	A, мкВт·м <sup>-3</sup>	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	K/Th	Th/U	K/U	n
Печенгский комплекс									
Метадиабазы, амфиболиты	0,189	1,422	0,30	0,1949	3,011	0,21	7,52	1,58	51
Плагииосланцы с амфиболом	0,65	2,55	0,37	0,407	2,91	0,145	3,95	0,5692	3
Плагииосланцы с кварцем	1,20	3,80	1,19	0,727	2,88	0,3131	3,16	0,9916	21
Метагаббродиабазы	2,2	3,1	1,6	0,96	2,8	0,5161	1,409	2,2	1
Метапикриты	0,1	2,0	0,043	0,19	3,06	0,0215	20	0,43	6
Основные метатUFFы	1,385	2,796	1,17	0,71	2,924	0,4184	2,01	0,8447	7
Филлиты	0,697	3,098	1,95	0,617	2,896	0,6294	444	2,7977	9
Метапелиты	1,55	2,66	1,8	0,78	2,87	0,6165	1,71	1,058	10
Амфибол-биотитовые плагииосланцы	0,29	3,67	1,41	0,485	2,85	0,3842	12,65	4,8620	6
Метаперидотиты	0,1	1,18	0,062	0,123	2,95	0,0525	118	0,62	2
	0,5	1,2	0,5	0,236	2,95	0,0416	2,4	0,1	1
Архейский комплекс									
Метадиабазы, амфиболиты	3,84	7,966	2,081	1,7949	2,799	0,261	2,074	0,549	18
Двуслюдяные сланцы	2,928	6,848	2,944	1,542	2,774	0,429	2,338	1,00	17
Лейкократовые плагииогнейсы	3,282	7,604	2,074	1,58	2,731	0,272	2,316	0,632	59
Мезократовые плагииогнейсы	3,186	6,233	1,80	1,4568	2,775	0,288	1,956	0,565	6
Тальк-актинолитовые сланцы	1,67	2,88	1,41	0,848	3,016	0,489	1,72	0,844	3
Амфиболиты	2,574	5,68	1,309	1,254	2,881	0,23	2,20	0,508	30
Эпидот-биотитовые плагииогнейсы	2,02	4,945	1,988	1,087	2,805	0,402	2,448	0,984	12
Биотит-амфиболовые сланцы	3,65	5,135	1,89	1,536	2,823	0,368	1,406	0,517 8	6
Лейкократовые гнейсы	7,73	18,98	2,69	3,640	2,77	1,41	2,45	0,349	1
Пегматиты	6,77	9,4	2,02	2,567	2,69	0,21	1,388	0,298	2

розоя составила  $0,41 \cdot 10^{-6}$  Вт·м<sup>-3</sup>, в архейских породах —  $1,47 \cdot 10^{-6}$  Вт·м<sup>-3</sup>. Вклад печенгского комплекса в суммарный тепловой поток равен  $2,8$  мВт·м<sup>-2</sup>, архейской части до глубины 12 км составляет  $6,86$  мВт·м<sup>-2</sup>, суммарный вклад коры до гл. 12 км равен  $9,7$  мВт·м<sup>-2</sup>.

Анализ распределения РЭ по разрезу Кольской скважины в зависимости от содержания SiO<sub>2</sub> в составе пород, слагающих разрез, показал, что в верхней части разреза, представленной печенгским комплексом (см. рис. 4.1 и 4.9), отчетливо устанавливается положительная корреляция содержаний РЭ и SiO<sub>2</sub>, что определяется резко контрастным составом слагающих этот комплекс пород: более высокими концентрациями РЭ и SiO<sub>2</sub> в метаосадочных породах и резко пониженными в основных метавулканитах. В нижней части разреза породы архейского гнейсового комплекса имеют преимущественно кислый состав. Максимальные концентрации РЭ здесь наблюдаются в толщах сланцев и плагиогнейсов с высокоглиноземистыми минералами, отличительной особенностью которых является пониженное содержание SiO<sub>2</sub> и повышенное содержание K<sub>2</sub>O.

Сравнение содержания РЭ и расчетной теплогенерации по разрезу Кольской скважины со скоростным разрезом V<sub>p</sub>(z) (Карус и др., 1984; Кольская сверхглубокая, 1984) приводит к выводу о наличии общей негативной корреляции между ними. Однако, если в

верхней трети разреза (0–4,5 км) скоростные параметры и состав пород согласованы, то в средней его части (4,5–7 км) уровень значений скорости упругих волн в значительной степени определяется нарушением сплошности пород. Последнее, как уже было показано, обусловлено особенностями термодинамического режима «закрытой» системы при прогрессивном метаморфизме. В нижней трети разреза (7–12 км) уровень скорости V<sub>p</sub> близок к уровню V<sub>p</sub> в интервале 4,5–7 км, представленном основными породами, в то время как в кислых породах архейского комплекса содержание РЭ и теплогенерация увеличены почти в 3 раза.

С точки зрения влияния прогрессивного метаморфизма на распределение РЭ в разрезе интерес представляет зона контакта нижней вулканогенной толщи (маярвинская свита) печенгского комплекса с I метатерригенной толщей архея; мощность промежуточной метаосадочной телевинской свиты незначительна — 9 м. Амфиболиты маярвинской свиты отличаются пониженным содержанием Th/U отношения, что обусловлено более чем пятикратным повышением содержания в них U по сравнению с метабазами самой верхней материнской свиты (содержание Th возросло только в 3 раза). С другой стороны, I толща архея характеризуется наибольшим средним значением Th/U отношения по сравнению с другими аналогичными по составу архейскими

Таблица 4.5

Распределение радиоактивных элементов и модель теплогенерации докембрийской коры северо-восточной части Балтийского щита

Глубина, м	Возраст, (свита, толща)	Породы	U, г/т	Th, г/т	K, %	ρ, г/см <sup>3</sup>	A, мкВт·м <sup>-3</sup>
0–1059	PR <sub>1</sub> (mt)	Пикрит-толеитовые метавулканиты	0,23	1,24	0,37	3,02	0,17
1059–2805	PR <sub>1</sub> (gd)	Туфогенно-песчаниково-алевролитовые метаосадки	0,90	2,65	1,24	2,91	0,67
2805–4673	PR <sub>1</sub> (zp)	Толеитовые метавулканиты	0,16	1,22	0,19	3,02	0,12
4673–4884	PR <sub>1</sub> (lz)	Карбонатно-песчанистые метаосадки	1,35	4,87	3,64	2,72	1,50
4884–5642	PZ <sub>1</sub> (pr)	Амфибол-плагиоклазовые сланцы по трахиандезитобазальтам	0,39	3,10	1,12	2,90	0,38
5642–5717	PR <sub>1</sub> (kw)	Тремолит-карбонатные сланцы, известняки, метапесчаники	0,35	4,49	1,73	2,79	0,50
5717–6823	PR <sub>1</sub> (ma)	Амфиболиты по андезитобазальтам	1,26	3,69	1,18	2,89	0,67
6823–6842	PR <sub>1</sub> (tlw)	Метагравелиты и метапесчаники	3,70	12,90	1,30	2,73	1,94
6842–7622	AR <sub>2</sub> (I)	Мусковит-биотитовые сланцы и гнейсы с андалузитом и ставролитом	2,52	7,19	2,19	2,79	1,40
7622–9456	AR <sub>2</sub> (II)	Бiotит-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты	2,17	5,74	1,64	2,79	1,13
9456–9573	AR <sub>2</sub> (III)	Мусковит-биотитовые гнейсы с гранатом и силлиманитом	5,15	10,67	2,18	2,80	2,36
9573–10144	AR <sub>2</sub> (IV)	Бiotит-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты	3,45	7,33	2,35	2,85	1,56
10144–10601	AR <sub>2</sub> (V)	Мусковит-биотитовые гнейсы с гранатом и силлиманитом	5,26	8,66	2,11	2,81	2,23
10601–11416	AR <sub>2</sub> (VI)	Бiotит-плагиоклазовые гнейсы	4,09	4,70	1,79	2,74	1,60
11416–11662	AR <sub>2</sub> (VII)	Бiotит-плагиоклазовые гнейсы с гранатом и силлиманитом	4,70	6,91	1,71	2,80	2,12
12000–20000	AR <sub>1-2</sub>	Гранитогнейсовый слой	2,18	5,17	1,80	2,85	1,10
20000–30000	AR <sub>1</sub>	Гнейсогранулитовый слой	1,00	3,50	1,50	2,85	0,60
30000–40000	AR <sub>0-1</sub>	Автохтонные реститы протокры	0,23	0,60	0,50	2,90	0,15

Примечание. Анализы выполнены в БГЭ ИМГРЭ.

толщами; это обусловлено более низким (в 2 раза) содержанием U в I толще при относительно постоянных концентрациях Th и K (табл. 4.5).

Выявленные аномалии содержаний РЭ в зоне контакта между печенгским и архейским комплексами могут быть проинтерпретированы как результат миграции U из двуслюдяных сланцев с высокоглиноземистыми минералами в вышележащие амфиболиты во время их совместного метаморфизма.

На распределения РЭ существенное влияние оказывают также процессы грейзенизации и диафтореза. В разрезе Кольской скважины они зафиксированы зонами рассланцевания и повышенной трещиноватости (главным образом ниже 6000 м), к которым также приурочены и зоны водопритоков (см. рис. 4.6).

Анализ распределения значений Th/U соотношения в метабазитах протерозойского комплекса показал, что наибольшая дисперсия значений этого отношения характерна для амфиболитов маярвинской свиты. Последнее в данном случае связано с подвижностью U, который в условиях низких температур и свободной воды может менять валентность с 4 на 6, становясь при этом более подвижным (в рассматриваемом случае отмечается преимущественный вынос U). Следует отметить, что область дислокационного метаморфизма характеризуется резкими вариациями геотермического градиента и, таким образом, это может служить аргументом в пользу существования слабой конвекции флюидов в трещинно-пористых средах в условиях их естественного залегания (Любимова и др., 1985). Согласно оценкам, приведенным в этих работах, проницаемость трещиноватых горных пород, необходимая для развития такой конвекции, составляет  $\sim 1 \cdot 10^{-8}$  см<sup>2</sup> в узких зонах ( $\sim 150$ – $200$  м) и  $\sim (2-5) \cdot 10^{-10}$  см<sup>2</sup> в интервале от 6 до 7 км.

Согласно гидрогеологическим исследованиям в Кольской скважине зоны водопритоков фиксируются ниже, в архейской части разреза, причем, как правило, они совпадают с зонами диафтореза и грейзенизации; их интенсивность условно показана на рис. 4.6. Отсутствие равновесной термограммы не позволяет выделить заметные вариации градиента температуры на глубине ниже 7,2 км, однако влияние конвекции флюидов на геотермический режим коры можно ожидать и на большей глубине.

Сопоставление теплового потока по разрезу Кольской скважины с построенной моделью теплогенерации как функции глубины  $[A(z)]$  позволяет сделать следующие выводы:

1. В разрезе печенгского комплекса тепловой поток мало зависит от радиогенных источников тепла. Главными определяющими факторами являются гидрогеологический, структурный и теплофизический.

2. В архейской части разреза возрастание теплогенерации приводит к снижению теплового потока с глубиной (на  $\sim 5$  мВт·м<sup>-2</sup>).

На основании детального изучения распределения U, Th и K в архейских породах разрезов Кольской сверхглубокой скважины и других скважин, вскрывших более древние горизонты докембрийской коры (Миннибаевской, Туймазинской и других на Татарском своде), а также используя опубликованные данные для древнейших пород Земли (Windley, Naqvi, 1978; Баркер, 1983; и др.), модель теплогенерации была рассчитана для гранитогнейсового (12–20 км), гнейс-гранулитового (20–30 км) и самого нижнего автохтонного реститового (30–40 км) слоев докембрийской коры (см. табл. 4.5). Согласно этим данным вклад коры в тепловой поток составляет 25 мВт·м<sup>-2</sup>, а мантии — 22–24 мВт·м<sup>-2</sup>. Анализ предложенной модели позволяет заключить, что значение теплогенерации определяется неоднородным строением континентальной коры. В верхней части коры описанная выше инверсия теплогенерации связана с локальным развитием протерозойских вулканических (или архейских зеленокаменных) поясов. Последовательное уменьшение теплогенерации в архейском фундаменте связано с дифференциацией дацит-грандземитовой протокоры на гранитогнейсовый, гнейсо-гранулитовый и более основной реститовый слой.

Построенная модель (Kremenetsky et al., 1989) дополняет и уточняет ранее предложенную R. G. Allis (1979) теплогенерационную модель докембрийской коры.

Проведенные исследования позволяют также с большой надежностью оценить глубинный геотермический режим коры Балтийского щита. Расчетная геотерма, полученная нами (Kremenetsky et al., 1989) на основе новейших исследований, близка к прогнозной температуре. Это связано с перераспределением долей мантийного и корового потока и возрастанием суммарного теплового потока.

Геотерма на рис. 4.10 построена с учетом литостатического давления.

Проведенные в стволе СГ-3 геотермические исследования в купе с разработанной петрологической моделью глубинного строения и состава континентальной коры позволили дать прогнозную оценку температурного режима коры на границах  $K_1$  и  $K_2$  (соответственно 340 и 460°C) и вблизи поверхности Мохо, где она составляет 560–580°C. В целом, тепловые параметры отражают наличие главных границ, выявленных по другим физико-механическим параметрам, и отвечают трехслойному разрезу коры (см. рис. 4.10).

Выполненные нами (Kremenetsky, 1990, 1991) лабораторные измерения скорости  $V_p$  на образцах ультраосновных, основных, средних и кислых пород из ядра глубоких и сверхглубоких скважин тем не менее показали, что ни один из составов сам по себе не удовлетворяет условиям появления скачка скорости  $V_p$  в области границы  $K_2$  (рис. 4.10). Однако, если принять во внимание схему В. Н. Николаевского (1982) по разрушению пород при увеличении нагрузки до 1,5 МПа, можно предположить, что граница  $K_2$  является границей эквикогеэзии,

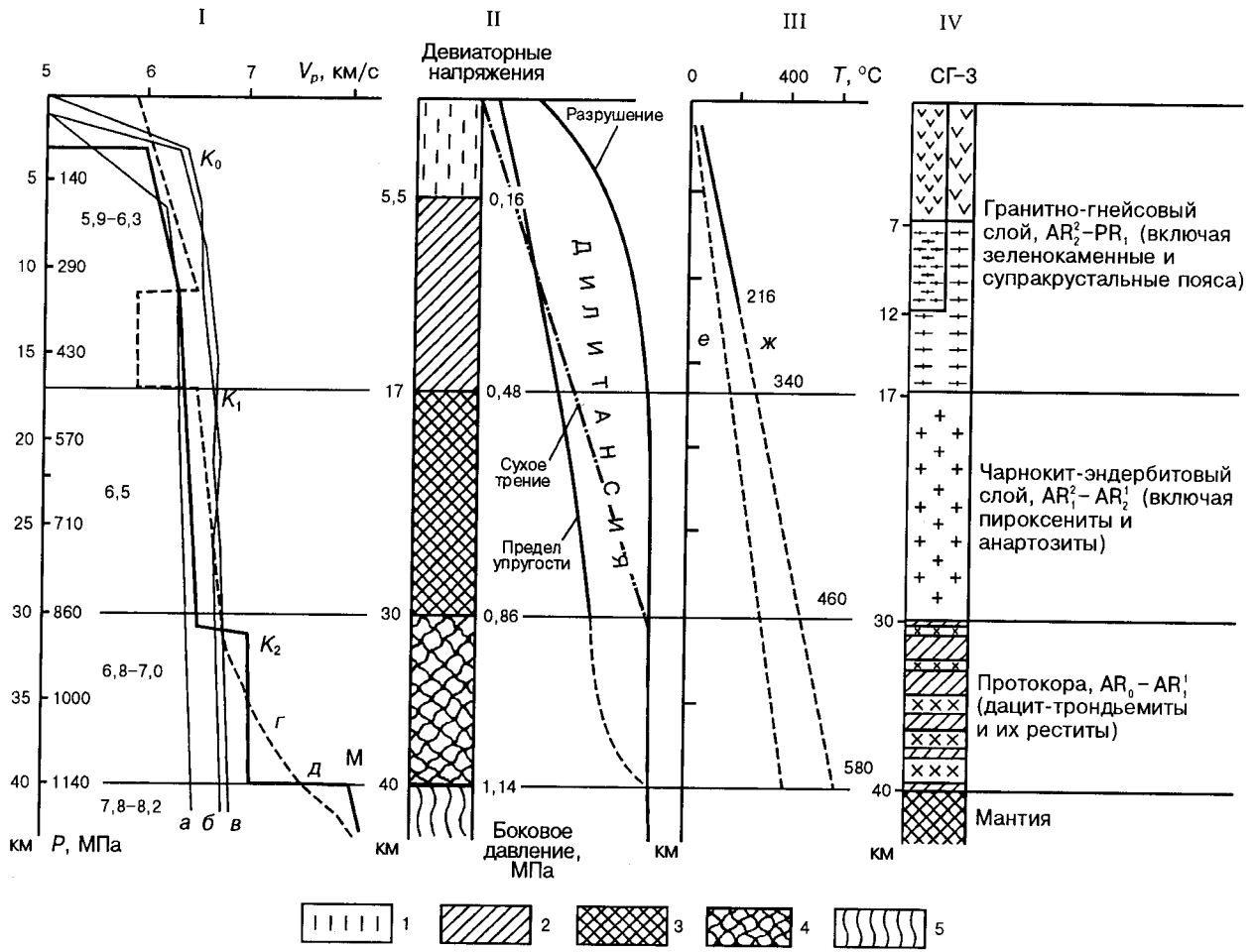


Рис. 4.10. Модели глубинного строения докембрийской континентальной коры:

I — сейсмическая по (Pavlenkova, 1979): а-в — изменения скорости  $V_p$  по экспериментальным данным при высоких давлениях и температуре соответственно гранита, плагиогнейса, амфиболита; г-д — изменение скорости  $V_p$  по данным соответственно ГСЗ и МОВЗ; II — структурная по (Николаевский, 1982): 1 — вертикальные разломы, 2 — наклонные трещины, 3 — сеть мелкой трещиноватости, 4 — псевдопластичность (катаклиз), 5 — пластичность; III — температурная: е — прогнозная температура до бурения СГ-3, ж — после бурения до глубины 12220 м; IV — геологическая по (Кременецкий, Овчинников, 1983)

т.е. отражает переход от среднезернистых катаклизитов к тонкозернистым милонитам при катаклизическом течении глубинных пород в условиях всестороннего давления и температуры около  $500^\circ\text{C}$ , а граница Мохо — следующий переход от псевдопластических деформаций к собственно пластическим и определяется пределом упругости глубинных пород (см. рис. 4.10).

Таким образом, разработанная нами петролого-геохимическая модель строения континентальной коры хорошо коррелируется с сейсмической, структурной и температурной моделями земной коры и позволяет дать геологическую интерпретацию сейсмического профиля МОВЗ для подзайонной части разреза Кольской сверхглубокой (см. рис. 4.10): до глубины 15 км — грани-

тогнейсовый слой; от 15 до 30 км — чарнокит-эндербитовый слой; от  $K_2$  до Мохо — базифицированная нижняя сиалическая кора. Отмечаемая на глубине 13–15 км зона пониженной скорости обусловлена подпеченгским коровым волноводом. Выделяемые в верхней коре гранитогнейсовый и чарнокит-эндербитовый слои имеют близкий химический состав, но разную степень метаморфизма, что отражается на сейсмической модели постепенным ростом скорости  $V_p$  с глубиной. Нижняя кора сложена базифицированной первичной сиалической корой и представляет собой расслоенную толщу (чередование кислых и основных пород), что обуславливает резкий скачок скорости  $V_p$  и значительный вертикальный градиент ее роста.

## Литература

- Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 280 с.
- Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Апатиты, 1991. 185 с.
- Аршавская Н. И., Галдин Н. Е., Карус Е. В. и др. Геодинамические исследования // Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. С. 343–348.
- Баркер Ф. (ред.) Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. 488 с.
- Ваньян Л. Л. О моделях глубинной электропроводности // Изв. АН СССР. Сер.: Физика Земли. 1981. № 5. С. 57–66.
- Верховский А. Б., Шуколюков Ю. А. — Элементарное и изотопное фракционирование благородных газов в природе. М.: Наука, 1991. 294 с.
- Гавриленко Б. В. Минералогические аспекты распределения золота в метаморфических и метасоматических образованиях // Геология рудных месторождений Кольского полуострова. Апатиты, 1981. С. 95–109.
- Гавриленко Б. В., Савицкий А. В., Титов В. В. Золото, уран и торий зеленосланцевого дислокационного метаморфизма // Геохимия. 1987. № 5. С. 727–732.
- Икорский С. В., Каменский И. Л., Смирнов Ю. П. Изотопы гелия в разрезе Кольской сверхглубокой скважины // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 1. С. 84–87.
- Икорский С. В., Куц В. Д. Азот во флюидных включениях щелочных пород Хибинского массива и методика его хроматографического определения // Геохимия. 1992. № 7. С. 962–970.
- Карус Е. В., Кузнецов О. Л., Галдин Н. Е. Тепловой поток и радиогенная генерация тепла в северо-западной части Кольского полуострова // Геофизические и геохимические исследования глубинных зон земной коры. М.: Недра, 1983. С. 73–76.
- Карус Е. В., Кузнецов О. Л., Кузнецов Ю. И. и др. Сейсмические исследования в стволе скважины // Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. С. 312–324.
- Козловский Е. А., Губерман Д. М., Казанский В. И. и др. Рудоносность глубинных зон древней континентальной земной коры (по материалам Кольской сверхглубокой скважины). Советская геология. 1988. № 9. С. 3–12.
- Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
- Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н. Модель химического состава первичной коры континентов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 6. С. 1462–1467.
- Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.
- Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н., Боревский Л. В. Геолого-геохимические критерии глубинного прогнозирования по данным изучения сверхглубоких скважин // Методы и практика исследований глубинного строения недр. Л.: Мингео СССР, ВСЕГЕИ, 1987. С. 97–114.
- Кременецкий А. А., Липидус А. В., Скрябин В. Ю. Геолого-геохимические методы глубинного прогноза полезных ископаемых (по данным сверхглубоких скважин). М.: Наука, 1990. 223 с.
- Любимова Е. А., Милановский С. Ю., Смирнова Е. В. О новых результатах изучения теплового потока на Балтийском щите // История развития теплового поля в зонах различного эндогенного режима стран Восточной Европы. М.: Наука, 1985. С. 93–110.
- Николаевский В. Н. Обзор: Земная кора, дилатация и землетрясения // Механика. М.: Наука, 1982. № 28. С. 133–215.
- Толстихин И. Н. Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов. М.: Наука, 1986. 300 с.
- Allis R. G. A heat production model for stable continental crust // Tectonophysics. 1979. V. 57. № 2/4. P. 151–165.
- Kremenetsky A. A. The geological Nature of Seismic Boundaries in the Continental Crust // In Super-Deep continental Drilling and Deep Geophysical. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg. 1990. P. 393–405.
- Kremenetsky A. A. Models and cross-section of the Earth's crust (based on superdeep drilling data of the USSR) // М.: IMGRE, 1991. 164 p.
- Kremenetsky A. A., Milanovsky S. Yu., Ovchinnikov L. N. A heat generation model for continental crust based on deep drilling in the Baltic Shield // Tectonophysics. 1989. V. 159. P. 231–246.
- Kremenetsky A. A., Ovchinnikov L. N. The precambrian continental crust: its structure composition and evolution as revealed by deep drilling in the USSR // Precambrian Research. 1986. V. 33. P. 11–43.
- Nurmi P. A., Kukkonen I. T., Lahermo P. W. Geochemistry and origin of saline groundwaters in the Fennoscandian Shield. Applied Geochemistry. 1988. V. 3. P. 185–203.
- Pavlenkova N. I. Generalized geophysical model and dynamic properties of the continental crust // Tectonophysics. 1979. V. 59. № 1/4. P. 381–390.
- Rao R. U. M., Jessop A. M. A comparison of the thermal character of shields // Can. J. Earth Sci. 1975. V. 12. № 3. P. 347–360.
- Roy R. F., Blacwell D. D., Birch F. Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces // Earth. and Planet. Sci. Lett. 1966. V. 5. P. 1–12.
- Rybach L., Buntebarth G. Relationships between the petrophysical properties density, seismic-velocity, heat generation and mineralogical constitution // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. V. 57. P. 367–376.
- Vitarello I., Pollack H. N. On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents. J.G.R. 1980. V. 85. P. 983–995.
- Windley B. F., Naqvi S. M. (editors). Archaean Geochemistry, Elsevier. 1978. 406 p.

## Глава 5

## ГЛУБИННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

## Введение

Печенгский геоблок — геопространство СГ-3 — является типичным для древних кристаллических щитов не только по строению, но и по металлогении. Здесь, в протерозойском и архейском комплексах известны многочисленные месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых. Крупнейшие сульфидные медно-никелевые месторождения сосредоточены в ждановской свите протерозойского комплекса (Печенгское рудное поле), более мелкие распространены в архейском амфиболито-гнейсовом комплексе (Аллареченское, Карикъяврское рудные поля и др.), наряду с цветными металлами руды этих месторождений содержат ряд благородных металлов, что особенно характерно для так называемых расслоенных базит-гипербазитовых интрузивов (массив Луостари и др.)

В обоих комплексах широко развито так называемое колчеданное (пирит-пирротинное) оруденение с графитом или без него, в котором на отдельных участках установлены повышенные концентрации цветных, редких и благородных металлов, а также выявлена возможность извлечения крупночешуйчатого графита. В архейском комплексе распространены железные руды железисто-кремнистой формации (северное и южное обрамление Печенгской структуры), давно известны жильные полиметаллические руды (побережье Баренцева моря), обнаружены проявления железотитановых (магнетит-ильменитовых с гематитом) руд, редкометалльной и урановой минерализации.

Протерозойские образования содержат многочисленные месторождения поделочных и облицовочных камней (осадочные, эффузивные и интрузивные породы), проявления железных (гематитовых) руд и золоторудную минерализацию. В верхнепротерозойских образованиях п-ов Средний и Рыбачий установлены месторождения флюсовых кварцитов, проявления фосфоритов и признаки углеводородного сырья. Кроме того, геоблок очень богат стройматериалами — как кристаллическими (архейскими и протерозойскими) породами, так и рыхлыми (четвертичными) образованиями.

Бурение Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 преследовало несколько целей, в том числе и прослеживание Печенгского рудного поля на глубину. Результа-

ты превзошли ожидания: в процессе бурения скважины не только установлено положение продуктивной толщи на большой глубине и подтверждены основные черты структуры рудного поля, но и вскрыты несколько рудных тел гипербазитов, в том числе с промышленным медно-никелевым оруденением, которые расположены в новом, более высоком стратиграфическом ярусе продуктивной толщи. Тем самым были существенно расширены перспективы никеленосности рудного поля и обеспечен фронт поисково-разведочных работ на многие годы.

Кроме того, во вскрытом СГ-3 разрезе протерозойского и архейского комплексов обнаружены почти все известные в геоблоке типы оруденения, в том числе на больших глубинах (более 9 км) проявления редко- и благороднометалльной минерализации, причем физико-химические условия развития некоторых минеральных парагенезисов отвечают низкотемпературным гидротермальным образованиям, свойственным приповерхностной зоне.

Сам факт наличия рудной минерализации на всем протяжении разреза (12 262 м) оказался неожиданным, так как до этого считалось, что ниже глубины 5 км рудообразующие процессы затухают из-за отсутствия открытых трещин, являющихся путями движения рудных растворов. Но в породах разреза СГ-3 на больших глубинах установлены как многочисленные отдельные трещины, так и мощные зоны трещиноватости, разуплотнения, тектонических нарушений, сопровождаемые иногда притоком минерализованных растворов. Таким образом, диапазон развития рудной минерализации охватывает весь вскрытый разрез и, вероятно, простирается значительно глубже.

Исследования рудной минерализации в разрезе СГ-3 проводили в основном ГИ КНЦ, ИГЕМ и ИМГРЭ РАН, а также НПЦ «Кольская сверхглубокая» и ВНИИЯГГ.

Первые сведения о рудной минерализации в породах вскрытого СГ-3 разреза были приведены в работе (Кольская сверхглубокая, 1984). Основное внимание в ней уделено четырем видам оруденения: сульфидному медно-никелевому в протерозойском комплексе, оксидному железотитановому в амфиболитах, оксидному железнному в гнейсах и гидротермальному сульфидному в зонах дислокационного метаморфизма. Показана идентичность состава и условий локализации вскрытых медно-никелевых

руд и руд известных месторождений восточного фланга Печенгского рудного поля, но установлен стратиграфически более высокий уровень размещения рудоносных интрузивов в продуктивной толще (ждановской свите). Оксидное железотитановое оруденение в амфиболитах определено как типичное для сильно метаморфизованных габброидов, а железное в гнейсах — аналогичное известным в районе месторождения железистых кварцитов. Гидротермальная минерализация в зонах дислокационно-го метаморфизма оказалась одинаковой в протерозойском и архейском комплексах и по минеральному составу отвечающей низкотемпературным образованиям. Вскоре она была рассмотрена более подробно (Глаголев и др., 1987), в результате чего был установлен ювенильный источник рудообразующих растворов.

В целом этими работами была показана возможность рудообразования на значительно больших (в 3–4 раза) глубинах, чем это предполагалось ранее, а распределение различных видов оруденения во вскрытом разрезе (вертикальная зональность) объяснено последовательным наложением разновозрастных геологических процессов, совершавшихся в разных условиях.

Геохимической характеристике рудной минерализации посвящены работы (Кременецкий, Овчинников, 1986; Кременецкий и др., 1990), в которых предложена геолого-генетическая модель гидротермально-метаморфогенного рудообразования для палеорифтовых структур, основанная на установленном явлении гидрогенно-геохимического разуплотнения глубинных пород на определенных интервалах разреза. Выполнен локальный прогноз богатых зон гидротермально-метаморфогенного оруденения в приповерхностной зоне геоблока.

Распределение рудных минералов в архейских породах разреза СГ-3 и северного обрамления Печенгской структуры рассмотрено в работах (Митрофанов и др., 1988; Mitrofanov et al., 1990).

В конце 80-х годов выявлена золоторудная минерализация в гнейсах и амфиболитах архейского комплекса (инт. 9,5–10,5 км), включающая ряд самородных и редких минералов, относящихся к низкотемпературным образованиям и, возможно, частично имеющих техногенное происхождение (Козловский и др., 1988; Казанский и др., 1989).

Развернутая характеристика рудной минерализации дана в работе (Архейский комплекс..., 1991), где рассмотрены условия локализации и особенности состава всех выявленных видов оруденения, охарактеризованы все основные минералы. Показана зональность распределения отдельных видов оруденения в разрезе, установлено влияние фактора глубины на парагенезисы и химический состав ведущих рудных минералов.

Но во всех предыдущих публикациях не было сравнительного анализа условий развития и состава рудной минерализации в разрезе СГ-3 и ее аналогов в приповерхностной зоне геоблока (Печенгской структуре и ее архейском обрамлении). В данной главе, наряду с ха-

рактеристикой условий локализации, особенностей минерального и химического составов всех разновидностей рудной минерализации, установленных к настоящему времени в породах разреза СГ-3, сделана попытка восполнить этот пробел.

### 5.1. Состав и распределение рудной минерализации в разрезе СГ-3

Всего в породах разреза СГ-3 установлено более 40 рудных минералов (табл. 5.1), представленных самородными элементами и интерметаллидами (11 видов), сульфидами и их аналогами (22 вида), оксидами (8 видов) и силикатами (2 вида). По распространенности они разделяются на три группы: основные, второстепенные и редкие. К основным отнесены минералы, пользующиеся широким развитием в большинстве пород разреза и являющиеся главными в одной или нескольких характерных ассоциациях. Второстепенные минералы встречаются довольно часто, но ни в одной ассоциации не являются ведущими, а редкие встречаются спорадически или в незначительном количестве в породах определенного состава.

Наиболее разнообразны собственно сульфиды — они представлены 18 минеральными видами, являющимися соединениями восьми металлов (Fe, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Ag и Mo) с серой. Примечательно, что в состав 13 минеральных видов (интерметаллидов, сульфидов и сульфоселенидов) входит никель, который образует шесть самостоятельных минералов (пентландит, аргентопентландит, миллерит, зигенит, виоларит, никелистый кобальтин). Среди оксидов самым распространенным является магнетит. Состав рудной минерализации в породах разреза СГ-3 свидетельствует, вероятно, о специфике рудообразования в геоблоке, известном крупными месторождениями сульфидных медно-никелевых руд (Горбунов, 1968; Медно-никелевые..., 1985 и др.) и многочисленными проявлениями железистых кварцитов. Но наличие редкометалльного, золотого и платинометалльного видов оруденения в гнейсовых толщах разреза является новым для геоблока и указывает на возможность расширения его рудного потенциала.

Все основные и многие второстепенные рудные минералы являются «сквозными» для всего разреза, но анализ их распределения обнаруживает предпочтительное концентрирование в определенных толщах и разновидностях пород, характеризующихся специфическими ассоциациями рудных минералов. Вероятно, это обусловлено первичной геохимической специализацией пород. Так, туфогенно-осадочные породы ждановской свиты резко выделяются широким развитием пирротина; большим числом второстепенных и редких минералов и незначительной ролью оксидов. Локализованные в этой свите массивы гипербазитов обладают высоким содержанием моносульфидов и оксидов, широким набором второстепенных минералов. В метаосадках нижележащих

Таблица 5.1

## Состав рудной минерализации разреза СГ-3

Протерозойский комплекс		Архейский комплекс	
Минерал	Формула	Минерал	Формула
<u>Основные</u>		<u>Основные</u>	
Пирротин гексагональный	$Fe_{11}S_{12}$	Золото	Au
Пирротин моноклинный	$Fe_7S_8$	Электрум	(Au,Ag)
Пентландит	$(Fe,Ni)_9S_8$	Пирротин моноклинный	$Fe_7S_8$
Халькопирит	$CuFeS_2$	Пирротин гексагональный	$Fe_{11}S_{12}$
Пирит	$FeS_2$	Пентландит	$(Fe,Ni)_9S_8$
Магнетит	$Fe_3O_4$	Халькопирит	$CuFeS_2$
Ильменит	$FeTiO_3$	Пирит	$FeS_2$
Лейкоксен	$TiO_2+FeTiO_3+SiO_2$	Молибденит	$MoS_2$
<u>Второстепенные и редкие</u>		Магнетит	$Fe_3O_4$
Графит	C	Ильменит	$FeTiO_3$
Макинавит	$Fe_{1+x}S$	Сфен (титанит)	$CaTi[SiO_4]O$
Безымянный	AgS	<u>Второстепенные и редкие</u>	
Сфалерит	ZnS	Графит	C
Галенит	PbS	Железо	Fe
Алтаит	PbTe	Медь	Cu
Безымянный	AgTe	Медь цинкистая	(Cu,Zn)
Аргентопентландит	$Ag(Fe,Ni)_8S_8$	Кремний	Si
Борнит	$Cu_5FeS_4$	Кадмий	Cd
Виоларит	$FeNi_2S_4$	Олово	Sn
Марказит	$FeS_2$	Безымянный	(Cu,Zn,Ni,Co)
Молибденит	$MoS_2$	Безымянный	(Pb,Bi)
Кобальтин никелистый	$(Co,Ni)AsS$	Троилит	FeS
Данаит	$(Fe,Co)AsS$	Аргентопентландит	$Ag(Fe,Ni)_8S_8$
Титаномагнетит	$(Fe,Ti)_3O_4$	Сфалерит	ZnS
Хромшпинелид	$(Fe,Mg)(Cr,Al)_2O_4$	Галенит	PbS
Гематит титанистый	$(Fe,Ti)_2O_3$	Миллерит	NiS
Сфен (титанит)	$CaTi[SiO_4]O$	Зигенит	$(Co,Ni)_3S_4$
		Кубанит	$CuFe_2S_3$
		Борнит	$Cu_5FeS_4$
		Виоларит	$FeNi_2S_4$
		Марказит	$FeS_2$
		Титаномагнетит	$(Fe,Ti)_3O_4$
		Хромшпинелид	$(Fe,Mg)(Cr,Al)_2O_4$
		Гематит	$Fe_2O_3$
		Рутил	$TiO_2$
		Лейкоксен	$TiO_2+FeTiO_3+SiO_2$
		Циркон	$Zr[SiO_4]$

протерозойских свит сульфиды играют подчиненную роль, а оксиды распространены широко. В архейском комплексе гнейсы первых двух толщ обладают значительным набором рудных минералов, а ниже число второстепенных минералов в гнейсах сокращается вдвое. Амфиболиты всего архейского комплекса отличаются разнообразием основных и второстепенных минералов, а в гранитах, мигматитах, пегматитах и железистых кварцитах число рудных минералов невелико.

В целом в разрезе СГ-3 можно выделить ряд интервалов или зон, характеризующихся более интенсивным, чем на остальной части разреза, развитием определенных минеральных ассоциаций (рис. 5.1):

1. Зона пирротиновой минерализации (0–2800 м), охватывающая матертскую и ждановскую свиты. Главными минералами здесь являются моносulfиды железа (все три модификации — в разных породах в различных соотношениях), но присутствуют практически все рудные минералы, установленные в протерозойском комплексе. Эта зона является и главной никеленосной — только здесь развиты гипербазиты (верлиты) с промышленными медно-никелевыми рудами. Пирротин распространен и ниже по разрезу, но концентрация его там во много раз меньше. Оксиды железа для этой зоны не характерны.

2. Зона марказитовой минерализации (2800–4500 м) включает вулканы заполяринской свиты. Здесь марказит вместе с пирритом замещает пирротин повсеместно, ниже встречается очень редко. Постоянно присутствуют также халькопирит, пентландит и сфалерит.

3. Зона гематитовой минерализации (4500–5720 м) характеризуется развитием позднего гематита по ильмениту с образованием рутила и брукита. В отдельных разновидностях пород развита вкрапленность магнетита. Сульфиды (в основном халькопирит) встречаются редко. Зона охватывает низы вулканигов заполяринской и полностью пиртиярвинской свит, а также осадочные породы лучломпольской и кувернерийокской свит. Все породы сильно изменены:

катаклизированы, рассланцованы, часто превращены в разнообразные по составу сланцы.

4. Зона медистой (халькопиритовой) минерализации (5720–6840 м) целиком располагается в пределах маярвинской свиты вулканитов, представленных амфибол-плагиоклазовыми сланцами. Халькопирит с примесью борнита и других редких минералов (кобальтина, зигенита) развит по всему разрезу свиты. Часто встречается пирит, а пирротин редок. Медистая минерализация состава халькопирит + борнит ± кубанит часто встречается в амфиболитах на глубине более 10900 м (до забоя).

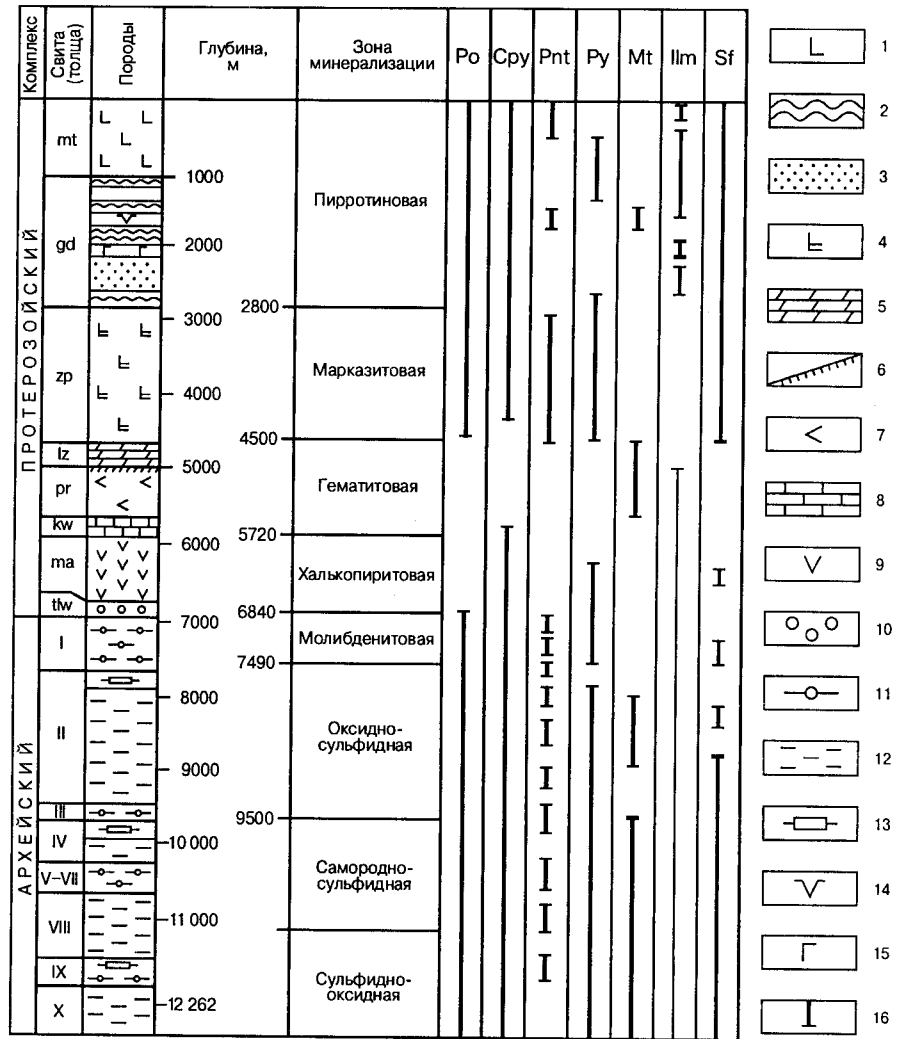


Рис. 5.1. Зоны рудной минерализации в разрезе СГ-3 (Архейский комплекс..., 1991, с дополнениями):

- 1 — metabазальты пикритовые; 2 — алевролиты, песчаники, филлиты; 3 — аркозовые песчаники; 4 — актинолитизированные толеитовые базальты; 5 — доломиты, песчаники; 6 — серицитовые сланцы; 7 — метатрахибазальты; 8 — метадоломиты, аркозовые песчаники; 9 — метаандезитобазальты с прослоями пикритовых порфиритов; 10 — полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники; 11 — биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВГМ; 12 — биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВКМ; 13 — железистые кварциты (магнетит-амфиболовые сланцы); 14 — метаперидотиты (метаверлиты); 15 — габбро, габбро-диабазы; 16 — интервалы развития минералов в породах; символы минералов: Po — пирротин; Cpy — халькопирит; Pnt — пентландит; Py — пирит; Mt — магнетит; Ilm — ильменит; Sf — сфен

5. Зона молибденитовой (редкометалльно-полиметаллической) минерализации (6840–7490 м) приурочена к первой толще двуслюдяных гнейсов с ВГМ. Для нее характерен широкий спектр рудных минералов с частым развитием молибденита, сфалерита, зигенита, пентландита, иногда галенита. Близкий по составу набор рудных минералов наблюдается ниже по разрезу в IX толще, но общее содержание сульфидов здесь значительно меньше, а оксидов (магнетита) — больше (есть отдельные тела железистых кварцитов).

6. Зона бедной оксидно-сульфидной минерализации (7490–9500 м) находится целиком во II толще биотитовых гнейсов с ВКМ. В верхней части зоны развиты маломощные тела железистых кварцитов, на остальной — мелкая рудная вкрапленность сульфидов (пирротина, пирита, халькопирита и др.) и оксидов (ильменита, реже магнетита). На участке 8710–8740 м СГ-3 вскрыла тело апогаббровых амфиболитов (А-8) с богатым железотитановым оруденением (магнетит и ильменит в сумме составляют до 30% в верхней части тела).

7. Зона благороднометалльной (самородно-сульфидной) минерализации (9500–11000 м) включает ряд толщ гнейсов с ВГМ и ВКМ (III — верхняя часть VIII). Здесь на фоне бедной оксидно-сульфидной минерализации широко проявлены интервалы дислокационного метаморфизма с низкотемпературной гидротермальной минерализацией, включающей ряд самородных элементов, интерметаллидов, а также сульфидов. В ряде небольших тел амфиболитов, залегающих среди гнейсов этой зоны, обнаружена повышенная концентрация элементов пла-

тиновой группы (ЭПГ), но минералы-носители их пока не установлены.

8. Зона бедной сульфидно-оксидной минерализации (11000–12262 м) охватывает нижнюю часть разреза; она отличается малым содержанием сульфидов и оксидов, с преобладанием последних. В IX толще гнейсов с ВГМ встречаются небольшие тела железистых кварцитов.

## 5.2. Основные разновидности оруденения

В породах разреза СГ-3 установлены следующие виды оруденения, частью аналогичные известным в районе месторождениям: 1) сульфидное медно-никелевое; 2) колчеданное (пирит-пирротинное); 3) молибденитовое (редкометалльно-полиметаллическое); 4) гидротермальное самородно-сульфидное в зонах дислокационного метаморфизма (включая золоторудное); 5) платинометалльное в амфиболитах (апобазитах); 6) оксидное железное (железистые кварциты); 7) оксидное железотитановое. Каждое из них характеризуется конкретными парагенезисами рудных минералов и приуроченностью к определенным участкам разреза и породам.

Сульфидное медно-никелевое оруденение установлено в протерозойском и архейском комплексах разреза СГ-3. В интервале 1541–1808 м среди туфогенно-осадочных пород продуктивной толщи (ждановской свиты) вскрыто несколько тел метаверлитов, содержащих вкрапленное медно-никелевое оруденение, а в подошве одного небольшого массива — и брекчиевидные руды. Это оруденение, подробно охарактеризованное ранее (Кольская сверх-

Таблица 5.2

Содержание (массовая доля, %) и соотношение основных компонентов в медно-никелевых рудах геопространства СГ-3

Руды, оруденелые породы	<i>n</i>	Ni	Cu	Co	S	$\frac{Ni}{Cu}$	$\frac{Ni}{Co}$	$\frac{Ni}{\Sigma Me}$	$\frac{\Sigma Me}{S}$
Разрез СГ-3									
Оруденелые метаперидотиты	5	0,19	0,05	0,009	1,46	3,80	21,1	0,76	0,17
Вкрапленные руды	9	0,47	0,15	0,014	1,68	3,13	33,6	0,74	0,38
Густовкрапленные руды	2	1,47	0,57	0,030	9,62	2,58	49,0	0,71	0,22
Брекчиевидные руды	2	1,12	2,08	0,064	22,56	0,54	17,5	0,34	0,14
Ждановское месторождение									
Оруденелые метаперидотиты		0,26	0,07	0,019	0,86	3,71	13,7	0,74	0,41
Вкрапленные руды		0,48	0,21	0,021	1,44	2,39	22,9	0,68	0,49
Густовкрапленные руды		1,25	0,61	0,034	4,69	2,95	36,8	0,66	0,40
Брекчиевидные руды		2,32	0,91	0,057	8,55	2,55	40,7	0,71	0,38
Тундровое месторождение									
Вкрапленные руды		0,46	0,22	0,021	1,80	2,09	21,9	0,66	0,39
Густовкрапленные руды		1,02	0,59	0,032	5,60	1,73	31,9	0,62	0,29
Брекчиевидные руды		2,77	1,14	0,092	22,25	2,43	30,1	0,69	0,18

Примечание. Здесь и далее *n* — число проб; для Ждановского и Тундрового месторождений показаны результаты разведочного опробования (данные ГМК «Печенганикель»).

глубокая, 1984), аналогично рудам известных эксплуатируемых месторождений, прежде всего Ждановского (табл. 5.2). Но для руд из разреза СГ-3 характерен более низкий уровень накопления металлов в сульфидной фазе ( $\Sigma\text{Me}/\text{S}$ ), что может быть обусловлено как природными факторами, так и малым числом проанализированных проб.

В архейском комплексе выявлено более 20 небольших тел амфиболитов, содержащих непромышленное медно-никелевое оруденение (Архейский комплекс..., 1991); в отдельных случаях медно-никелевая минерализация обнаружена в измененных гнейсах, располагающихся вблизи тел амфиболитов. Среди последних преобладают ортопороды — апоперидотиты, апопироксениты, апогаббро, но встречаются и паропороды. Мощность тех и других обычно составляет 1–10 м, редко более. Большинство никеленосных амфиболитовых тел приурочены к верхним частям гнейсовых толщ, но в толщах I и VIII — к нижним, а в толще III — и к верхним, и к нижним. Для отдельных (конкретных) групп амфиболитов наблюдается следующая картина: наиболее распространенные среди рудоносных апоперидотитовые амфиболиты (А-11) тяготеют к верхним частям наиболее мощных гнейсовых толщ (т.е. к толщам II, IV и VIII), различные апобазитовые (А-6, 7, 9) — к разным участкам всех толщ, а параамфиболитовые (А-2, 3, 4) — к верхним частям толщ I, II и IX. В последней, на глубине 11419 м медно-никелевая минерализация (в А-2) обладает необычным составом сульфидов: все они никеленосные, причем в пирротине установлено максимальное для разреза СГ-3 (и региона в целом) содержание (массовая доля) никеля, равное 6,44%, в пирите — 0,38% и в халькопирите — 0,22%; пентландит здесь имеет очень низкое содержание кобальта — 0,02%. В самой нижней, X толще, медно-никелевая минерализация выявлена в телах апогаббровых гранат-клинопироксеновых амфиболитов на глубине 11724 и 11815 м, в последнем случае единственным никелевым минералом является миллерит. Еще ниже, на глубине 12054 м, в гнейсах установлена сульфидная минерализация без самостоятельных минералов никеля, но с высоким содержанием (3,18%) его в пирротине, что не позволяет отнести эту ассоциацию к колчеданному типу оруденения, в котором концентрация никеля в пирротине, как правило, не превышает 0,5% (Балабонин, 1984; Яковлев, Нерадовский, 1986).

Во всех породах архейского комплекса медно-никелевое оруденение имеет сходные черты развития и состава. Морфология сульфидных агрегатов определяется текстурно-структурными особенностями рудоносных пород. Сульфиды образуют рассеянную вкрапленность уплощенно-линзовидной, изометрической и неправильной формы размером 0,001–0,5 мм, иногда до 1,2 мм; реже встречаются короткие прожилки мощностью до 0,5 мм и мелкие гнездовидные обособления. Ведущими среди сульфидов являются пирротин, пентландит, халькопирит и пирит, широко распространен сфалерит, в виде

примеси отмечаются зигенит, миллерит, борнит, галенит, марказит, молибденит, а в телах флогопит-амфиболитовых сланцев (А-11) — еще и аргентопентландит, виоларит.

Общее содержание сульфидов невелико — всего 0,3–1,5% (здесь и далее содержание минералов в породах и рудах дается в объемных долях, %), причем содержание пентландита обычно не превышает 0,1%, за исключением флогопит-амфиболитовых пород, где иногда оно достигает 0,3%. На отдельных участках количество сульфидов увеличивается до 5–6% за счет развития пирита. В некоторых телах амфиболитов и гнейсов существенно никелевая минерализация обусловлена развитием одного-двух следующих минералов: зигенита, миллерита, аргентопентландита, виоларита, никеленосного пирита (и пирротина).

Оксиды представлены магнетитом, ильменитом и рутилом, ильменит часто замещается рутилом и сфеном. Распределены они неравномерно, общее содержание варьируется от 0,2–0,5 до 4–5%, причем в амфиболитах чаще преобладает ильменит, а в гнейсах — магнетит. В отдельных телах амфиболитов прослеживается корреляция в интенсивности развития пирита по пирротину, халькопириту, пентландиту и сфену по ильмениту, что свидетельствует о глубоком преобразовании первичного оруденения в процессе метаморфизма.

Содержание полезных компонентов в рудоносных амфиболитах низкое (табл. 5.3), при этом в парапородах (А-3, 4), апопироксенитовых (А-6) и апоперидотитовых (А-11) амфиболитах минерализация существенно никелевая, а в апобазитовых амфиболитах (А-7, 9, 10 и 12) преимущественно «медистая». Характерно, что при низком содержании полезных компонентов в породах эта минерализация близка медно-никелевым рудам в протерозойском комплексе (или даже превосходит их) по уровню накопления цветных металлов в сульфидной фазе (по величине  $\Sigma\text{Me}/\text{S}$ ).

Аналогичная медно-никелевая минерализация широко распространена в приповерхностной зоне амфиболито-гнейсового обрамления Печенгской структуры. Она ассоциирует с небольшими телами сильно измененных пироксенитов и перидотитов, сложенными в основном амфиболами (актинолит, роговые обманки, антофиллит и др.), нередко с заметной примесью талька, флогопита, хлорита и иногда карбонатов. Все они выявлены попутно, при поисках богатых медно-никелевых руд. Мощность таких тел обычно составляет 0,5–7,0 м, редко более (до 15–20 м). Залегают они грубо согласно с гнейсами и амфиболитами, отчетливо секущие встречаются редко. Многие из них содержат бедную вкрапленность сульфидов (до 1–2%) и оксидов (до 3–5%). Среди сульфидов преобладают пирротин, пентландит, халькопирит и пирит, нередко встречаются марказит, виоларит, сфалерит, иногда миллерит и зигенит, а среди оксидов — магнетит и ильменит, иногда присутствуют рутил, гематит и гидроокислы железа. В связи с бедной

Таблица 5.3

Содержание (массовая доля, %) и соотношение основных компонентов медно-никелевой минерализации геопространства СГ-3

Породы	n	Ni	Cu	Co	S	ΣMe	$\frac{Ni}{Cu}$	$\frac{Ni}{Co}$	$\frac{Ni}{\Sigma Me}$	$\frac{\Sigma Me}{S}$
Разрез СГ-3										
А-3, 4	12	0,059	0,009	0,006	0,107	0,074	6,56	9,83	0,80	0,69
А-6	5	0,064	0,016	0,008	0,236	0,088	4,00	8,00	0,73	0,37
А-11	14	0,129	0,014	0,010	0,253	0,153	9,21	12,90	0,84	0,60
А-7, 9	15	0,012	0,031	0,006	0,065	0,049	0,39	2,00	0,24	0,75
А-10	4	0,014	0,009	0,008	0,130	0,032	1,56	1,75	0,44	0,25
А-12	4	0,020	0,030	0,008	0,122	0,058	0,67	2,50	0,34	0,48
Южное обрамление										
Пироксениты (Восток)	7	0,099	0,010	0,012	0,380	0,121	9,90	8,25	0,82	0,32
То же (Руннийоки)	4	0,053	0,015	0,010	0,183	0,078	3,53	5,30	0,68	0,43
Перидотиты (Алкс-айв)	5	0,199	0,023	0,012	0,270	0,154	5,17	9,92	0,77	0,57
Северное обрамление										
Амфиболиты	5	0,016	0,007	0,004	0,048	0,027	2,29	4,00	0,59	0,56
Сланцы	4	0,035	0,009	0,005	0,152	0,049	3,89	7,00	0,71	0,32
Диабазы	3	0,014	0,011	0,005	0,047	0,030	1,27	2,80	0,47	0,54

Примечание. В скобках указаны участки отбора проб.

минерализацией эти тела остались практически неизученными. Результаты опробования отдельных из них (см. табл. 5.3) показывают, что по своим геохимическим характеристикам содержащаяся в них медно-никелевая минерализация аналогична таковой в амфиболовых породах из разреза архейского комплекса СГ-3: она существенно никелевая, с близким уровнем накопления цветных металлов в сульфидной фазе.

Таким образом, вскрытые СГ-3 медно-никелевые руды в протерозойском комплексе близки известным рудам месторождений восточного фланга Печенгского рудного поля, а выявленная на больших глубинах медно-никелевая минерализация в архейском комплексе разреза принципиально аналогична таковой в приповерхностной зоне амфиболито-гнейсового обрамления Печенгской структуры. Различия отмечаются в номенклатуре рудосносных пород, интенсивности оруденения, деталях минерального состава руд и некоторых кристаллохимических особенностях главных рудных минералов. Очевидно, это свидетельствует о единстве процессов сульфидного медно-никелевого рудообразования на различных глубинах разреза.

**Колчеданное оруденение.** В различных породах разреза СГ-3 широко развито пирит-пирротинное или колчеданное оруденение. Оно представлено мелкой и густой вкрапленностью, просечками, прожилками и небольшими гнездовыми, шпироподобными обособлениями сульфидов, характер расположения которых в основном определяется текстурно-структурными особенностями вмещающих пород. Среди сульфидов в породах протерозойского комплекса, как правило, преобладает пир-

ротин, а в породах архейского — часто пирит. Кроме них, в качестве второстепенных и редких присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, кобальтин, ильменит и ряд других минералов.

Наиболее высоким содержанием сульфидов обладают туфогенно-осадочные породы ждановской свиты (продуктивной толщи) протерозоя, где оруденение и наиболее разнообразно по минеральному составу. В архейском комплексе колчеданное оруденение более широко развито в породах IV и V толщ, а также в верхней части VII толщ, где содержание преобладающего среди сульфидов пирита нередко составляет 2–3%, а иногда достигает 5–6%. Характерна постоянная примесь халькопирита, который местами становится главным минералом.

Колчеданное оруденение широко распространено и в геопространстве СГ-3 в целом (Горбунов, 1968; Яковлев, Яковлева, 1974; Балабонин, 1984 и др.). Оно известно во всех осадочных свитах Печенгской структуры и в амфиболито-гнейсовых толщах ее обрамления, главным образом южного (Аллареченский район). Наиболее мощно колчеданное оруденение проявлено в породах ждановской свиты, где широко распространены густо-вкрапленные руды (пирротина до 60–70%) и встречаются тела сплошных руд (80–90% пирротина) мощностью до 3,5 м и протяженностью до 25 м. Сульфиды приурочены к разнообразным по составу породам, но преимущественно к пелитам и алевролитам.

В Аллареченском районе колчеданное оруденение по минеральному составу разделяется на несколько разновидностей (Яковлев, Яковлева, 1974; Балабонин,

1984 и др.). Наиболее распространенными из них являются графит-пирротиновое, магнетит-пирротиновое и пирротиновое. Первое из них приурочено к горизонтам милонитизированных биотитовых гнейсов, слагающих краевые части куполовидных структур и межкупольные участки. Второе развито в амфиболо-кварцевых породах, являющихся фациальными разновидностями железистых кварцитов, а третье — в зонах скарнирования амфиболитов. Наиболее распространено оруденение первой разновидности.

Главными минералами колчеданных руд Аллареченского района являются пирротин, графит, пирит, магнетит и халькопирит, в качестве второстепенных и редких установлены марказит, пентландит, сфалерит, галенит, арсениды никеля и кобальта, молибденит, ильменит и другие — всего более 40 минеральных видов и разновидностей (Балабонин, 1984 и др.). В оруденении первой разновидности примечательна ассоциация сульфидов с графитом, который нередко является преобладающим минералом, что позволяет рассматривать такое оруденение в качестве практического источника графита (Ивлиев и др., 1982).

При разнообразии условий локализации и минерального состава колчеданное оруденение в различных блоках геопространства СГ-3 весьма сходно в главных гео-

химических чертах (табл. 5.4) и заметно отличается от медно-никелевого. Для него характерны низкие и близкие по величине содержания никеля и меди, с частым преобладанием последней, невысокие отношения никеля к кобальту и очень низкие концентрации цветных металлов в сульфидной фазе (на 1–2 порядка ниже, чем в медно-никелевых рудах). Заметим, что последний параметр касается лишь суммы никеля, меди и кобальта, тогда как в ряде случаев в нем фиксировались повышенные концентрации других металлов (Балабонин, 1984): цинка (до 8%), свинца (до 1,5%), молибдена (до 0,01%) и серебра (до 0,01%).

Колчеданное оруденение Печенгского геоблока изучалось главным образом попутно с медно-никелевым, хотя предпринимались и специальные исследования (Балабонин, 1984; Ахмедов, Ожигова, 1974; Балабонин и др., 1974; Богачев и др., 1964; Полферов, 1979 и др.). В целом оно осталось недостаточно изученным, особенно в плане выявления конкретных геолого-геофизических отличий от медно-никелевого оруденения, которому оно очень часто сопутствует и существенно затрудняет интерпретацию геофизических данных, а также в плане практического использования.

Молибденитовая (редкометалльно-полиметаллическая) минерализация представлена вкрапленностью

Таблица 5.4

Содержание (массовая доля, %) и соотношения основных компонентов в колчеданном оруденении геопространства СГ-3

Породы	n	Ni	Cu	Co	S	ΣMe	$\frac{Ni}{Cu}$	$\frac{Ni}{Co}$	$\frac{Ni}{\Sigma Me}$	$\frac{\Sigma Me}{S}$
Разрез СГ-3										
Филлиты (пелиты)	15	0,018	0,016	0,004	4,677	0,038	1,12	4,5	0,47	0,008
Песчаники	2	0,006	0,005	0,002	0,925	0,013	1,20	3,0	0,46	0,014
Туфы	4	0,017	0,026	0,005	10,960	0,048	0,65	3,4	0,35	0,004
Диабазы	4	0,012	0,015	0,006	0,397	0,033	0,80	2,0	0,36	0,083
Печенгская структура*										
Пелиты	41	0,015	0,013	0,004	2,8	0,032	1,15	3,75	0,47	0,011
Песчаники	31	0,012	0,010	0,003	3,0	0,025	1,20	4,00	0,48	0,008
Туфы, туффиты	18	0,019	0,021	0,006	2,4	0,036	0,90	3,17	0,53	0,015
Диабазы	9	0,014	0,013	0,006	1,0	0,033	1,08	2,33	0,42	0,033
Южное обрамление (Аллареченский район)										
Гнейсы и амфиболиты**	45	0,031	0,034	0,005	8,6	0,070	0,91	6,20	0,44	0,008
Гнейсы без графита*	13	0,015	0,026	0,003	3,2	0,044	0,58	5,00	0,34	0,014
Гнейсы с графитом*	105	0,022	0,020	0,003	4,2	0,045	1,10	7,33	0,49	0,011
Амфиболиты*	9	0,025	0,020	0,007	1,3	0,052	1,25	3,57	0,48	0,040
Скарноиды*	13	0,012	0,018	0,005	0,6	0,035	0,67	2,40	0,34	0,058
Железистые кварциты*	18	0,002	0,019	0,001	0,6	0,022	0,11	2,00	0,09	0,037
Северное обрамление										
Амфиболиты и сланцы по ним	4	0,008	0,018	0,005	0,392	0,031	0,44	1,33	0,26	0,079
Железистые кварциты	2	0,006	0,015	0,002	0,465	0,023	0,40	3,00	0,26	0,049

\* По данным работы (Балабонин, 1984);

\*\* По данным работы (Яковлев, Яковлева, 1974).

молибденита, сфалерита и галенита, обычно в ассоциации с преобладающими пирротинном, пиритом и халькопиритом, но иногда в виде самостоятельных включений в силикатах. Среди них наиболее распространенным является сфалерит, реже встречается молибденит, а галенит редок. Содержание их всюду низкое (от единичных зерен до 0,1–0,3%), но как свидетельства определенных геологических процессов они имеют важное значение.

Молибденит чаще наблюдается в гнейсах первой толщи архейского комплекса, ниже и выше по разрезу встречается эпизодически. Сфалерит распространен в породах обоих комплексов, главным образом, в качестве второстепенного минерала медно-никелевых и колчеданных ассоциаций. Кроме того, он часто образует вкрапленность в вулканогенных и туфогенно-осадочных породах протерозойского комплекса, а также в гнейсах и амфиболитах восьмой и верхах девятой толщ архейского. Галенит в виде единичных зерен встречается спорадически, как вместе со сфалеритом, так и без него.

В геопространстве СГ-3 эта минерализация распространена довольно широко, но повышенные (до промышленных) концентрации цинка, свинца и молибдена встречаются редко. В колчеданном оруденении среди метапелитов и метаалевролитов ждановской свиты Печенги иногда отмечаются повышенные содержания молибдена (до 0,004%) и цинка (до 0,1%), а среди метапесчаников и базальтов — свинца (до 0,03%). В оруденелых графитовых гнейсах и сланцах южного и северо-восточного обрамления Печенгской структуры содержания цинка и свинца нередко составляют 0,01–0,1%, а в отдельных пробах достигают иногда 7,2–8,1 и 1,5% соответственно (Балабонин, 1984 и др.). Но размеры таких участков не определены и их практическая значимость не установлена.

К этому же типу оруденения относятся полиметаллические (галенит-сфалеритовые) жилы на побережье Баренцева моря, в районе губ Долгой и Базарной, которые известны давно и частично отработаны.

*Гидротермальная самородно-сульфидная минерализация* установлена в нижней части протерозойского и почти на всем протяжении архейского комплексов. Она приурочена к согласным зонам (до 10–15 м мощностью) регрессивного дислокационного метаморфизма, характеризующимся интенсивной трещиноватостью и катаклазом гнейсов и амфиболитов и замещением первичных породообразующих минералов более поздними: альбитом, эпидотом, актинолитом, хлоритом, пренитом, серицитом. Состав минеральных парагенезисов указывает на их образование при температуре около 300°C, что отвечает границе между пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фациями. Сульфидная минерализация в этих зонах представлена несколькими морфологическими разновидностями: тонкой равномерной вкрапленностью в силикатах, мелкими линзовидными и неправильными обособлениями, прожилками различной мощности (от 0,1–0,2 до 5–7 мм). Среди сульфидов преобладают

пирит, пирротин и халькопирит, часто встречаются сфалерит, борнит, галенит, иногда — молибденит, зигенит, аргентопентландит. Эта минерализация подробно охарактеризована ранее (Кольская сверхглубокая, 1984). Согласно полученным данным, температурный интервал образования главных сульфидов составляет 490–184°C.

В интервале разреза 9500–11000 м в зонах дислокационного метаморфизма с сульфидной минерализацией позднее установлены проявления самородного золота и других металлов (Козловский и др., 1988; Казанский и др., 1989). Верхняя граница золотоносного интервала совпадает с крупным разломом (9500–9700 м) сложного внутреннего строения, что, вероятно, свидетельствует о структурном контроле оруденения. В самом интервале выделяется отрезок мощностью 430 м с повышенным содержанием золота — до 6,7 г/т в отдельных пробах керна (Казанский и др., 1989), представленного мелкими (до 10 мкм) включениями в биотите, роговой обманке и плагиоклазе и содержащего около 25% серебра.

Кроме того, в амфиболитах и гнейсах этого интервала широко развиты микробрекчии — тонкие (0,1–1,0 мм) трещинки, заполненные угловатыми обломками породообразующих минералов (роговой обманки, слюд, плагиоклаза) и содержащие выделения (новообразования) кварца, гидрослюды, графита и самородных металлов. В некоторых микробрекчиях встречаются угловатые зерна сульфидов — пирита, пирротина, халькопирита, пентландита. Среди самородных металлов установлены: золото, цинкистая медь, железо, олово, кадмий, кремний, а также интерметаллическое соединение состава  $Pb_3V_6$ . В микробрекчиях золото высокопробное (855–892), иногда с небольшой примесью железа и кремния.

Недавно ИМГРЭ проведено штучное опробование всего разреза СГ-3, результаты которого подробно рассмотрены в гл. 4. В сокращенном виде (и с расчленением разреза архейского комплекса по данным Кольской ГРЭ) они показаны в табл. 5.5 и на рис. 5.2. Обнаружено очень низкое содержание золота во всех породах протерозойского комплекса, за исключением одного образца метапесчаника в нижней части ждановской свиты, в котором установлено 85 мг/т Au. Для архейского комплекса подтверждены границы основного золотоносного интервала в пределах IV–V толщ (9750–10270 м), но содержания золота получены низкие (до 700 мг/т). Кроме того, выявлен еще один золотоносный интервал примерно такой же мощности во II толще (7940–8460 м) с максимальным содержанием золота 740 мг/т. Эти данные свидетельствуют о необходимости более детального изучения золотоносности пород архейского комплекса.

В приповерхностной зоне геопространства СГ-3 невысокие содержания золота ранее были обнаружены в пиритоносных кварцевых метагравелитах (до 0,1 г/т) кувернеринийской свиты (Ахмедов и др., 1972). В 1988–1989 гг. Кольской КГРЭ выявлены повышенные концентрации золота в карбонатизированных плагио-

Таблица 5.5

## Среднее содержание золота (мг/т) в свитах и толщах разреза СГ-3

Свита, толща	n	Au	Породы с максимальным содержанием золота
Протерозойский комплекс			
Матертская	17	$\frac{0,50-10,20}{2,98}$	Метабазальт (2 пробы)
Ждановская	12	$\frac{0,50-85,00}{8,03}$	Полевошпатово-кварцевый метапесчаник
Заполяринская	11	$\frac{0,89-9,50}{3,38}$	Метабазальт (2 пробы)
Лучломпольская	5	$\frac{0,10-4,86}{2,10}$	Аркозовый метапесчаник
Пиртиярвинская	4	$\frac{2,27-10,47}{6,43}$	Метабазальт (2 пробы)
Кувернеринюкская	2	$\frac{0,89-5,09}{2,99}$	Песчанистый доломит
Маярвинская	9	$\frac{0,08-7,13}{2,25}$	Метагаббро-норит
Телевинская	1	1,68	Метапесчаник
Архейский комплекс			
I	9	$\frac{0,43-22,29}{8,32}$	Амфиболит железистый (апогаббровый)
II	34	$\frac{0,70-740,00}{33,93}$	Гнейс в ВКМ
III	3	$\frac{3,00-6,40}{4,30}$	Гнейс с ВГМ
IV	27	$\frac{0,60-350,00}{60,44}$	Гнейс с ВКМ и амфиболит железистый (апогаббровый, А-7)
V	18	$\frac{0,80-700,00}{95,06}$	Амфиболит железистый (параамфиболит, А-1)
VI	5	$\frac{1,10-44,00}{17,72}$	Амфиболит кремнистый (параамфиболит, А-1)
VII	4	$\frac{1,80-52,00}{23,42}$	Пегматоид
VIII	22	$\frac{0,80-61,00}{6,44}$	Гнейс с ВКМ
IX	4	$\frac{0,80-1,70}{1,19}$	Плагигнейс
X	5	$\frac{0,70-4,00}{1,47}$	Амфиболит железистый (апогаббровый, А-9)

*Примечания:* 1. Названия пород архейского комплекса даны по терминологии ИМГРЭ и (в скобках) Кольской ГРЭ (Архейский комплекс..., 1991). 2. Здесь и далее в числителе — пределы изменения концентраций, в знаменателе — средняя концентрация.

клар-хлоритовых бластомилонитах (до 1,0 г/т) по базальтам Южно-Печенгской зоны (район оз. Капля) и в своеобразных биотит-гранат-кварц-полевошпатовых породах (до 0,6 г/т) из шовной зоны сочленения Мурманского блока с кольско-беломорскими гнейсами (фонды ККГРЭ, 1993). Но состав и масштабы проявления золотой минерализации этих участков не определены.

Таким образом, установленная в разрезе СГ-3 повышенная золотоносность отдельных интервалов подтверждается находками на поверхности геоблока, что требует более детального и систематического исследования этой проблемы.

*Платинометалльная минерализация* в разрезе СГ-3 впервые отмечена в фондовых материалах ВНИИГеосистем (1989), кратко освещена в обобщающей работе по архейской части разреза (Архейский комплекс..., 1991) и недавно рассмотрена более подробно (Яковлев, 1995). Заметные концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ), а также золота и серебра установлены в протерозойских перидотитах и филлитах с медно-никелевым оруденением и в небольших телах ортоамфиболитов (апогаббровых, апопироксенитовых и апонеридотитовых) с бедной сульфидной минерализацией, локализованных в архейских толщах (табл. 5.6).

Результаты анализов нескольких десятков штучных проб показали, что содержания ЭПГ в протерозойских медно-никелевых рудах разреза СГ-3 примерно такие же, как и в аналогичных рудах приповерхностной зоны (Дистлер и др., 1989). В опробованных телах амфиболитов получены низкие содержания ЭПГ, причем из всех платиноидов установлен только палладий (до 0,3 г/т) и в одной пробе — рутений (0,03 г/т). Но в апопироксенитовых амфиболитах (А-6) интервала 9608–9661 м выявлена повышенная концентрация золота (до 0,2 г/т) и серебра (до 9,6 г/т). Минералов ЭПГ во всех телах амфиболитов не обнаружено, а в медно-никелевых рудах Печенги известно несколько собственных минералов платиноидов, но главными их концентраторами являются сульфоарсениды кобальтин-герсдорфитового ряда, которые есть и в рудах, вскрытых СГ-3. Для всех разновидностей пород и руд из разреза СГ-3 характерна существенно палладиевая специализация, что свойственно в целом Кольской платинометалльной провинции (Митрофанов и др., 1992, 1994). Общее содержание ЭПГ в сульфидной фазе невысокое, близкое или даже несколько большее, чем в аналогичных рудах района. Корреляции между содержаниями ЭПГ и цветных металлов не наблюдается, что характерно и для медно-никелевых руд района. Но концентрация золота и особенно серебра в сульфидной фазе амфиболитов, локализованных в интервале 9,5–11,0 км разреза СГ-3, значительно превышает таковую во всех рудах геоблока и для золота близка к его концентрации в малосульфидных рудах, а для серебра превосходит и последнюю.

Эти данные подтверждают повышенную золотоносность отмеченного интервала разреза и указывают на существенную концентрацию в нем серебра. Все это требует более тщательного исследования особенностей распределения элементов платиновой группы, золота и серебра в породах разреза СГ-3.

*Оксидное железное и железотитановое оруденение.* Оксидная минерализация развита по всему разрезу скважины и во многих породах архейского комплекса

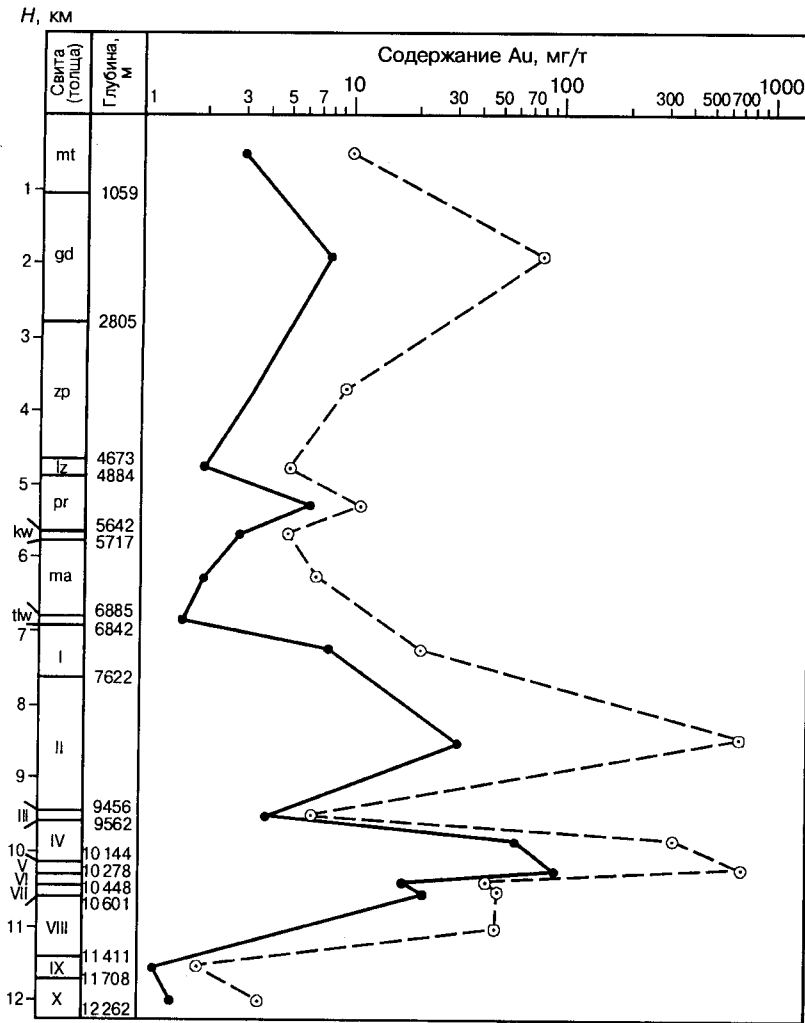


Рис. 5.2. Изменение содержания золота в свитах и толщах разреза СГ-3: — — — средние значения, - - - - - максимальные содержания

преобладает над сульфидной. В породах протерозойского комплекса наибольшее количество оксидов прослеживается до глубины 5600 м, ниже их содержание становится незначительным. В этой части разреза широко распространены гематит, магнетит, ильменит и лейкоксен, в некоторых породах (гипербазитах и базальтах) развиты титаномагнетит, хромшпинелиды. В архейском комплексе ведущими минералами являются магнетит, ильменит и рутил, оксиды титана интенсивно замещаются сфеном.

В некоторых породах разреза содержание оксидов заметно возрастает, образуя следующие разновидности оруденения: железное гематитовое (и магнетит-гематитовое), железное магнетитовое и железотитановое (магнетит-ильменитовое).

Железное гематитовое оруденение развито только в осадочных породах протерозойского комплекса — кувернериньокской и лучломпольской свит. Мелкая вкрапленность гематита (и магнетита) концентрируется в тонкослоистых мелкообломочных породах, содержание их достигает 20–25%. Но концентрация оксидов в породах разреза СГ-3 существенно меньше, чем в их приповерхностных аналогах, где выявлены богатые железные руды: гематитовые кварциты (кувернериньокская свита), магнетит-гематитовые метаалевролиты (лучломпольская свита), а также аркозовые метагравелиты (луч-

Таблица 5.6

Среднее содержание благородных (г/т) и цветных металлов и серы (массовая доля, %) в сульфидной фазе оруденелых пород и руд из разреза СГ-3 и медно-никелевых месторождений района (Яковлев, 1995)

Месторождения, руды, породы	n	ΣЭПГ	Au	Ag	Σ цветных металлов	S
Разрез СГ-3						
Оруденелые перидотиты	4	0,983	0,36	19,2	5,42	36,5
Вкрапленные руды	5	0,562	0,18	11,0	8,60	36,8
Густовкрапленные руды	4	0,148	0,10	4,3	3,52	36,8
Оруденелые филлиты	8	0,376	0,00	7,4	1,57	37,5
Ортоамфиболиты:						
апопироксенитовые (А-6)	10	7,24	4,30	237,2	17,01	36,5
апогаббровые (А-7)	9	16,08	6,57	463,6	10,59	36,5
апоперидотитовые (А-11)	7	3,75	1,14	58,7	17,93	36,5
Медно-никелевые месторождения						
Печенга, оруденелые перидотиты	72	1,122			10,86	36,5
То же, вкрапленные руды	50	1,057			11,01	36,8
То же, густовкрапленные руды	64	1,584			12,68	36,8
Аллареченское, густовкрапленные руды	4	3,140	0,10	17,2	14,07	36,8
Восток, густовкрапленные руды	4	1,578	0,15	17,7	16,34	37,1
Карикъявр, вкрапленные руды	31	5,368			16,29	37,0
То же, густовкрапленные руды	4	11,692			16,22	37,0

ломпольская свита) с овоидами титанистого гематита; в этих породах содержание оксидов железа составляет 50–70% (Ахмедов, 1972, 1975; Предовский и др., 1974). Отсутствие таких руд в разрезе СГ-3 может объясняться как фациальной изменчивостью осадков по простиранию и падению, так и недостаточным выходом керна по ним. Химический состав железных руд протерозойского комплекса показан в табл. 5.7 (образцы 1–3); по содержанию железа их можно отнести к высококачественным.

Содержание магнетита варьируется от 5–7 до 25–30% на отдельных участках прослоев. Он представлен мелкими (0,1–0,3 мм, иногда до 0,5 мм) изометричными и уплощенными зернами, образующими сростки и линзовидные скопления. Сульфиды в железистых кварцитах наблюдаются редко, представлены обычно пиритом и халькопиритом. В пегматитах и гранитогнейсах наряду с магнетитом встречаются редкие мелкие зерна ильменита, иногда в виде включений в магнетите.

Таблица 5.7

Химический состав (массовая доля, %) железных и железотитановых руд геопространства СГ-3

Оксиды	Образцы										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	46,56	45,42	15,97	48,60	42,51	51,01	40,30	40,60	38,60	40,73	47,16
TiO <sub>2</sub>	0,25	2,12	3,99	0,22	0,00	0,00	0,09	0,05	5,17	7,48	3,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,33	15,82	3,28	6,55	0,04	0,55	0,00	0,62	9,60	6,43	13,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	44,70	19,71	71,86	17,75	34,82	25,20	26,41	33,80	6,33	6,63	5,31
FeO	1,00	4,32	2,05	18,27	17,18	18,12	26,10	18,95	22,20	10,28	9,12
MnO	0,03	0,02	0,02	0,13	0,15	0,11	0,15	0,12	0,31	0,20	0,21
MgO	0,64	0,92	0,00	2,41	2,12	1,91	4,22	3,60	3,54	8,91	7,62
CaO	1,40	0,19	0,64	0,36	2,10	0,90	2,14	1,72	8,04	10,83	8,11
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,40	0,08	0,85	0,61	0,20	0,15	0,23	1,37	1,19	3,20
K <sub>2</sub> O	1,60	8,50	1,47	2,25	0,05	0,005	0,17	0,35	1,88	1,08	0,60
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	–	–	0,72	1,50	0,15	0,09	0,17	0,14	1,19	0,31	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	0,18	0,00	0,00	0,02	0,17	0,32	3,37	0,08
CO <sub>2</sub>	–	–	–	0,32	–	–	–	–	0,28	–	–
SO <sub>3</sub>	–	–	–	–	0,00	0,00	0,34	0,04	–	0,95	0,38
п.п.п.	0,97	2,39	–	0,0	–	–	–	0,22	1,37	1,78	1,75
Сумма	99,70	99,81	100,08	99,39	99,23	99,42	100,26	100,61	100,20	100,17	99,94

*Примечания:* 1. Образцы: 1 — тонкослоистый метасаммит с гематитом (свита кувернеринийская); 2 — метаалевролит с гематитом и магнетитом (свита лучломпольская); 3 — овоидные гематитовые руды в метагравелитах (свита лучломпольская); 4 — железистый кварцит из разреза СГ-3 (обр. 24 734, гл. 7635 м, II толща гнейсов с ВКМ); 5–8 железистые кварциты южного обрамления Печенгской структуры (5 — уч. Широкая; 6 — уч. Хуто; 7, 8 — уч. Аннама); 9 — рудный амфиболит из разреза СГ-3 (обр. 31 077, гл. 8711 м, II толща гнейсов с ВКМ); 10–11 — рудоносные амфиболиты из южного обрамления Печенги (10 — уч. Алко-айв; 11 — уч. Акким). 2. Из литературных источников взяты данные по образцам 1–3 (Предовский и др., 1974) и 5–8 (Гольдберг, Ежов, 1978). 3. П.п.п. — потери при прокаливании.

В архейском комплексе магнетитовое оруденение приурочено к небольшим прослоям сланцев различного состава (кварц-биотитовых, кварц-амфибол-биотитовых и др.), являющихся аналогами железистых кварцитов приповерхностной зоны геоблока. Реже вкрапленность магнетита наблюдается в отдельных телах плагионегматитов и прослоях гранитогнейсов.

Мощность слоев железистых кварцитов в разрезе СГ-3 изменяется от 0,5–1,0 до 4–5 м, чаще составляет 1,5–2,0 м; иногда несколько сближенных прослоев образуют пласт мощностью 10–15 м. В архейском комплексе СГ-3 вскрыто более 20 прослоев железистых кварцитов, которые располагаются преимущественно в верхних частях II, IV, VIII и IX толщ, а также в нижней части VIII толщи (в интервалах 7627–7632, 8046–8048, 9645–9656, 9876–9880, 10780–10787, 10828–10835, 10924–10936, 11365–11372, 11388–11391, 11417–11424, 11505–11508 м).

В обрамлении Печенгской структуры железистые кварциты распространены широко как в северной (район Немецкой бухты, окрестности Луостари), так и в южной (участки Хуто, Широкая, Аннама и др.) зонах. Они образуют пластовые тела мощностью 10–70 м и длиной до 1,0–1,5 км, на отдельных участках прослежены на глубину до 100–120 м. Содержание магнетита в них варьируется от 20–30 до 60–70%, породообразующие минералы представлены кварцем, амфиболами (грюнерит, роговая обманка), иногда в качестве примеси встречаются гранат и моноклинный пироксен (салит).

Химический состав железистых кварцитов из разреза СГ-3 (см. табл. 5.7, образец 4) и южного обрамления (образцы 5–8) несколько различаются, что обусловлено разным содержанием магнетита и составом породообразующих минералов. Железистые кварциты южного обрамления по качеству близки эксплуатирующимся рудам Оленегорского района.

*Железотитановое (магнетит-ильменитовое) оруденение* в породах архейского комплекса подробно описано ранее (Кольская сверхглубокая, 1984). Оно сосредоточено в небольших телах ортоамфиболитов (апогабброидов), вскрытых на различных глубинах, но преимущественно во II и IV толщах (интервалы 8360–8390, 8710–8740, 9440–9460, 9900–9970, 10050–10065 м и др.). Суммарное содержание преобладающего ильменита и подчиненного магнетита изменяется от 5–10 до 30–35% на отдельных маломощных участках. Часто встречается рутил, иногда титаномагнетит; как правило, ильменит замещается сфеном. Постоянно присутствует редкая вкрапленность сульфидов (до 2–3%), среди которых преобладают пирротин или пирит, нередко наблюдается халькопирит, иногда — пентландит, зигенит, сфалерит, борнит, молибденит.

В Печенгском геоблоке железотитановое оруденение установлено в крупных дифференцированных базит-гипербазитовых массивах Печенгского рудного поля, а также в телах амфиболитов южного архейского обрамления.

В базит-гипербазитовых массивах (Пильгуярви) титаномагнетитовое оруденение концентрируется в зоне перехода от перидотитов к габбро и состоит из трех подзон: верхней плагипироксенитовой (мощностью 2–7 м) с редкой вкрапленностью титаномагнетита (6–8%), средней перидотитовой (1,5–5,5 м) с богатым оруденением (до 60% титаномагнетита) и нижней пироксенитовой (7–25 м) с бедной вкрапленностью титаномагнетита (до 5%). Титаномагнетит мелкозернистый, со структурами распада твердого раствора магнетита, ильменита и шпинели. Оруденение является типичным раннемагматическим сегрегационного типа.

В архейском обрамлении железотитановое оруденение встречено на участках Алксо-айв и Акким. Оруденелыми являются сравнительно крупные (мощностью до 100 м) тела метагабброидов, содержащие вкрапленность оксидов (до 15–20%) — ильменита, магнетита и гематита, а также сфена (до 10%) и сульфидов (до 3–5%) — пирита, халькопирита и др. Ильменит и магнетит образуют самостоятельные вкрапления, а гематит — включения в ильмените, являющиеся продуктами распада твердого раствора. Для пород участка Алксо-айв характерна заметная примесь апатита (до 5–7%). Таким образом, оруденение в южном обрамлении отличается по минеральному составу от такового в разрезе СГ-3 наличием гематита и апатита. Этим объясняются и некоторые различия в их химическом составе (см. табл. 5.7, образцы 9–11).

### 5.3. О возрасте рудной минерализации

Нетрудно видеть, что рудная минерализация разреза СГ-3 и Печенгского геоблока является разновозрастной (полихронной) и полистадийной. Отдельные ее разновидности образовались в различных геодинамических

обстановках и в дальнейшем испытали неоднократные метаморфические преобразования. Общий диапазон формирования рудной минерализации охватывает длительный период геологической истории — от верхнего архея до палеозоя. К сожалению, достоверные радиологические датировки имеются лишь для некоторых типов оруденения, а для большинства их приходится довольствоваться косвенными данными.

К архейским образованиям относятся железистые кварциты и, вероятно, часть колчеданного (графит-колчеданного) оруденения, локализованные в амфиболито-гнейсовых толщах, имеющих возраст 2,93–2,75 млрд. лет (Новые данные..., 1990, ч. II; Магматизм..., 1995; гл. 3 настоящей книги). Возраст железотитанового оруденения в метагабброидах разреза СГ-3 и южного обрамления Печенги не установлен; вероятно, он более поздний (протерозойский), чем вмещающие их толщи.

Оксидное (гематитовое, магнетит-гематитовое) оруденение в кувернерийской и лучломпольской осадочных свитах имеет возраст 2,32–2,11 млрд. лет — исходя из возраста подстилающей маярвинской (2,32 млрд. лет) и перекрывающей заполярнинской (2,11 млрд. лет) вулканогенных свит; вкрапленное магнетитовое оруденение в вулканитах пиртиярвинской свиты — 2,21 млрд. лет, а титаномагнетитовое оруденение в габбро-верлитовых интрузивах — 1,98 млрд. лет (Магматизм..., 1995).

Широкий возрастной диапазон имеют сульфидное медно-никелевое оруденение и сопутствующая ему платинометаллическая минерализация в базит-гипербазитовых массивах различного состава. Так, рудоносный массив г. Генеральской имеет возраст 2,45 млрд. лет (Новые данные..., 1990; Митрофанов и др., 1994); массивы Печенгского рудного поля — 1,98–1,90 млрд. лет, а ассоциирующиеся с ними руды — 1,87 млрд. лет (Магматизм..., 1995). Для Карикъяврского массива определен возраст 1,97–1,94 млрд. лет, но считается, что он соответствует времени наложенного метаморфизма (Новые данные..., 1990, ч. I). Возраст никеленосных интрузивов в архейских толщах Аллареченского рудного района и разреза СГ-3 достоверно не установлен, но можно полагать, что внедрение их связано с формированием Печенгско-Варзугской рифтогенной зоны в протерозойское время.

Колчеданное оруденение в ждановской свите имеет возраст 2,11–1,98 млрд. лет, исходя из установленного возраста вулканитов заполярнинской (2,11 млрд. лет) и матертской (1,98 млрд. лет) свит (Магматизм..., 1995). Возраст колчеданного оруденения, локализованного в архейских толщах, не определялся; не исключено, что отдельные его разновидности имеют разное время образования.

Гидротермальная минерализация в зонах дислокационного метаморфизма относится к числу поздних проявлений, так как вмещающие ее зоны пересекают метаморфизованные породы печенгского комплекса (время метаморфизма — 1,73–1,70 млрд. лет). Наиболее молодыми проявлениями рудной минерализации в реги-

оне являются полиметаллические жилы побережья Баренцева моря, формирование которых связано с каледонской тектономагматической активизацией; возраст их составляет 450 млн. лет (Федотова, 1990). Возможно, близка к ним по времени образования и рассеянная полиметаллическая минерализация в разрезе СГ-3.

Таким образом, подавляющая часть рудной минерализации в геоблоке связана с процессами протерозойского времени — осадконакоплением и магматизмом, сопровождавшими формирование Печенгско-Варзугской рифтогенной структуры. Более ранним является окисное оруденение типа железистых кварцитов и, вероятно, некоторые разновидности колчеданного оруденения в гнейсовых толщах обрамления этой структуры. К самым поздним относятся полиметаллические жилы на побережье Баренцева моря; возможно, с ними синхронна полиметаллическая минерализация в разрезе СГ-3.

### 5.4. Характеристика рудных минералов

Минералы рассматриваются в следующем порядке: от сульфидов к самородным и интерметаллидам, затем к оксидам и силикатам, в каждом классе — от главных

к второстепенным и редким; преимущественно кратко, за исключением некоторых из них, для которых выявлены определенные закономерности развития или изменения состава.

*Моносulfиды железа* являются самыми распространенными в породах разреза: они преобладают в верхней его части, особенно в пределах ждановской свиты, но нередко уступают пириту в породах архейского комплекса. По данным микрозондовых и отдельных рентгеноструктурных анализов в разрезе установлены все три модификации моносulfидов железа: троилит, пирротин гексагональный и пирротин моноклинный (рис. 5.3). Но троилит обнаружен только в одном образце железистых кварцитов из верхней части II гнейсовой толщи (гл. 7626,4 м), а соотношения гексагонального и моноклинного пирротинов различные в разных породах (табл. 5.8). В целом в протерозойском комплексе тот и другой развиты примерно одинаково, а в архейском преобладает моноклинный пирротин (см. рис. 5.3). Кроме того, в протерозойском комплексе довольно часто встречаются сростания обоих пирротинов, а в архейском они очень редки.

В приповерхностной зоне геоблока широко распространены все три модификации, а также их сростания.

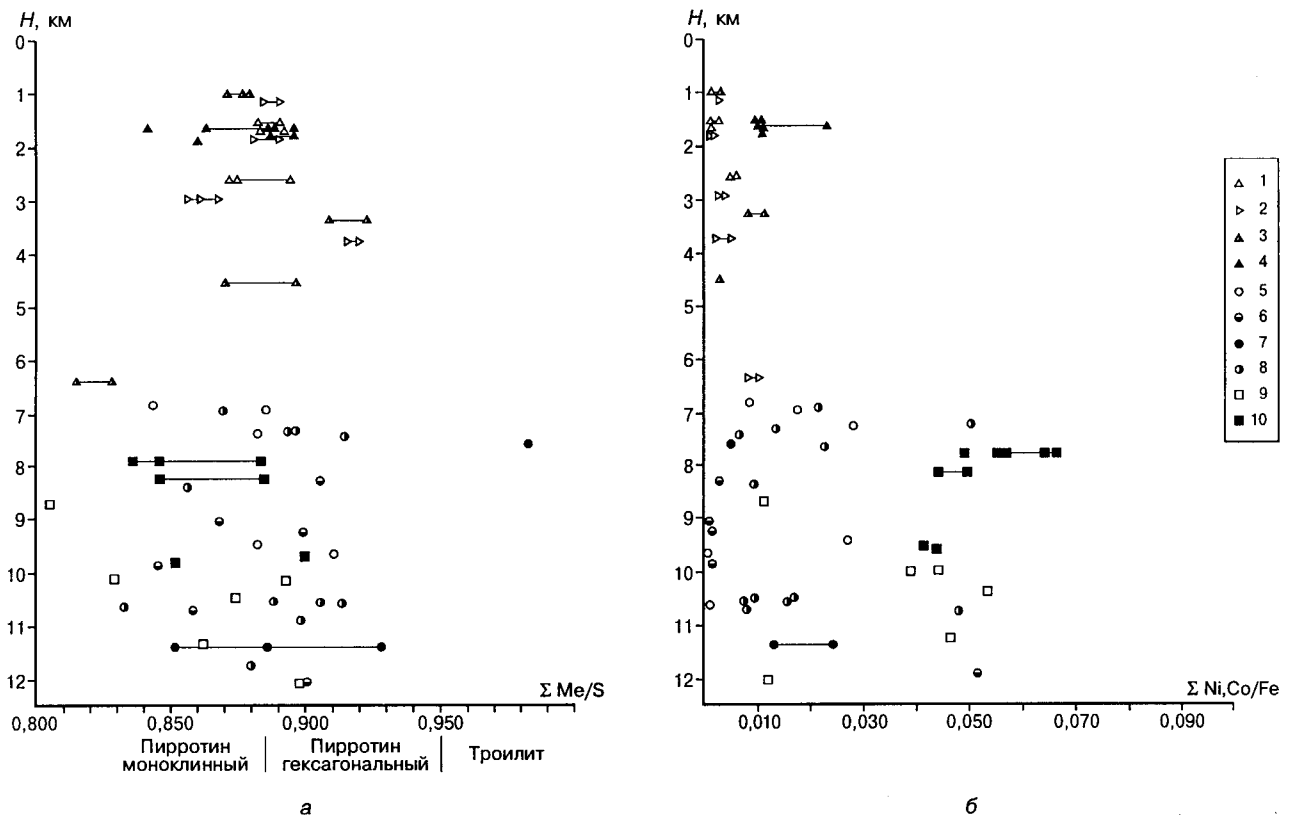


Рис. 5.3. Изменение состава пирротина в породах разреза СГ-3:

а — соотношение (атомные количества) суммы металлов с серой; б — соотношение (атомные количества) суммы Ni и Co с Fe; протерозойский комплекс: 1 — филлиты; 2 — туфы; 3 — базальты; 4 — медно-никелевые руды; архейский комплекс: 5 — гнейсы с ВГМ; 6 — гнейсы с ВКМ; 7 — железистые кварциты; 8 — параамфиболиты, 9 — ортоамфиболиты А-6 — А-10; 10 — ортоамфиболиты А-11; горизонтальными линиями соединены результаты анализов из одного образца

Троилит характерен для слабо метаморфизованных гипербазитов с бедным медно-никелевым оруденением, а моноклинный пирротин — для сильно метаморфизованных рудоносных гипербазитов, базитов и богатых медно-никелевых руд; пирротин гексагональный встречается повсеместно (табл. 5.8), равно как и сростания различных фаз.

Главная форма развития моносulfидов железа — вкрапленность, реже встречаются прожилки, линзовидные обособления и скопления сплошных масс (в медно-никелевых и колчеданных рудах протерозойской части разреза). Форма зерен и агрегатов обычно подчинена структуре вмещающих пород: изометричная свойственна слабо нарушенным породам, а вытянутая, уплощенная (игольчатая, таблитчатая) — рассланцованным, деформированным разностям. Взаимоотношения с другими рудными минералами различны: одни замещаются ими (первичные оксиды гипербазитов), другие замещают их (пирит, халькопирит и др.). Характерны включения менее распространенных рудных минералов — пентландита, зигенита, сфалерита и др. Примечательно, что в пирротине из глубоких частей разреза слабо и

редко проявлены деформации, редко встречаются так называемые пламенеvidные вросстки пентландита, весьма распространенные в приповерхностной зоне.

Химический состав пирротина непостоянен — меняется массовая доля всех компонентов как для комплексов в целом, так и для различных пород (табл. 5.9). Особенно это характерно для Fe и Ni, содержание которых связано с проявлениями изоморфизма, тогда как концентрации S и Co изменяются в более узких пределах.

Примечательно, что в пирротинах из всех пород архейского комплекса содержание Ni в несколько раз больше, чем в пирротинах протерозойских пород (см. рис. 5.3, б). Как и в приповерхностной зоне (Минералогия..., 1981; Яковлев, Нерадовский, 1986), более высоким содержанием Ni обладают пирротины из медно-никелевых руд или из пород с медно-никелевой минерализацией. Так, в оруденелых апоперидотитовых амфиболитах архея содержание никеля в пирротине не опускается ниже 2,0%, составляя в среднем более 3,0% (см. табл. 5.9). В пирротинах приповерхностной зоны максимальное содержание никеля составляло 1,28–2,04% и было установлено всего в трех образцах из 400

Таблица 5.8

Распределение фаз моносulfидов железа (%) в породах и рудах разреза СГ-3 и Печенгского геоблока

Месторождения, породы, руды	n	Троилит	Пирротин гексагональный	Пирротин моноклинный
Протерозойский комплекс СГ-3				
Филлиты, алевролиты	5	–	60 (3)	40 (2)
Туфы и сланцы по ним	8	–	38 (3)	62 (5)
Базальты и сланцы по ним	9	–	33 (3)	67 (6)
Гипербазиты, медно-никелевые руды	6	–	67 (4)	33 (2)
Всего	28	–	46 (13)	54 (15)
Архейский комплекс СГ-3				
Железистые кварциты	4	25 (1)	25 (1)	50 (2)
Гнейсы с ВГМ	5	–	20 (1)	80 (4)
Гнейсы с ВКМ	6	–	33 (2)	67 (4)
Параамфиболиты (А-1 – А-3)	10	–	60 (6)	40 (4)
Ортоамфиболиты (А-6 – А-10)	6	–	33 (2)	67 (4)
Амфиболиты апогипербазитовые (А-11)	9	–	11 (1)	89 (8)
Всего	40	2,5 (1)	32,5 (13)	65 (26)
Печенгский блок				
Ждановское, центральное тело, руды	87	50 (44)	44 (38)	6 (5)
То же, прочие тела, руды	111	–	47 (52)	53 (59)
Аллареченский район, руды	30	10 (3)	37 (11)	53 (16)
То же, оруденелые гипербазиты	21	73 (18)	27 (3)	–
Восточно-Печенгский район, руды	39	44 (17)	38 (15)	18 (7)
То же, оруденелые гипербазиты	23	22 (5)	48 (11)	30 (7)
То же, оруденелые базиты	18	–	56 (10)	44 (8)

Примечание. Цифры в скобках — число анализов каждой фазы; данные взяты из литературных источников по Ждановскому месторождению (Анализы..., 1983) и по Восточно-Печенгскому району (Осокин, 1977; Петрология..., 1988; Бакушкин, 1990; Войтеховский, 1990).

проанализированных (Минералогия..., 1981; Анализы..., 1983; Балабонин, 1984). Но самое высокое содержание никеля, равное 6,44%, обнаружено в пирротине из прослоя железистых кварцитов с медно-никелевой минерализацией на глубине 11 420 м. Здесь тонко чередующиеся гранатовые параамфиболиты (А-2), рассланцованные гнейсы с ВКМ и железистые кварциты образуют пласт мощностью около 2 м в нижней части IX толщи двуслюдяных гнейсов с ВГМ. Ранее более вы-

сокие содержания никеля в пирротине отмечались для его включений в оливинах, алмазах и эклогитовых нодулях из алмазных трубок Африки и Якутии (Desborough, Gzamanske, 1973; Боткунов и др., 1979; Буланова и др., 1982).

В медно-никелевых рудах и оруденелых гипербазитах и базитах приповерхностной зоны, как правило, статистически устанавливается (Минералогия..., 1981) большая никеленосность моноклинного пирротина по

Таблица 5.9

## Химический состав пирротина (массовая доля, %) из различных пород разреза СГ-3

Породы, руды	n	S	Fe	Ni	Co
Протерозойский комплекс					
В целом	33	<u>38,0-41,05</u> 39,33	<u>57,6-61,0</u> 59,88	<u>0,08-0,70</u> 0,32	<u>0,00-0,30(0,77)*</u> 0,06
в том числе:					
филлиты, алевролиты, песчаники	7	<u>38,8-39,70</u> 39,14	<u>59,8-60,2</u> 60,06	<u>0,08-0,31</u> 0,20	<u>0,03-0,07</u> 0,05
туфы, туфолавы и сланцы по ним	9	<u>38,0-40,10</u> 39,07	<u>59,6-60,5</u> 60,02	<u>0,08-0,29</u> 0,16	<u>0,01-0,12</u> 0,06
базальты и сланцы по ним	9	<u>38,3-41,00</u> 39,47	<u>57,6-61,0</u> 59,71	<u>0,09-0,42</u> 0,25	<u>0,03-0,30</u> 0,17
гипербазиты, медно-никелевые руды	8	<u>38,9-40,60</u> 39,62	<u>58,7-60,2</u> 59,78	<u>0,61-0,70</u> 0,67	<u>0,00-0,08(0,77)*</u> 0,04
Архейский комплекс					
В целом	41	<u>38,3-41,8</u> 39,47	<u>54,3-62,1</u> 58,64	<u>0,00-6,44</u> 1,58	<u>0,00-0,31</u> 0,08
в том числе:					
железистые кварциты	4	<u>36,5-40,3</u> 38,60	<u>54,3-62,1</u> 58,97	<u>0,30-6,44</u> 2,18	<u>0,02-0,22</u> 0,12
в том числе троилит	1	36,49	62,09	0,30	0,12
Cu-Ni ассоциация	1	39,2	54,3	6,44	0,02
гнейсы с ВГМ	5	<u>38,5-40,1</u> 39,18	<u>57,8-61,0</u> 59,10	<u>0,00-1,71</u> 0,90	<u>0,00-0,26</u> 0,11
в том числе Cu-Ni ассоциация	2	<u>38,7-39,5</u> 39,10	<u>57,8-59,1</u> 58,45	<u>1,44-1,71</u> 1,58	<u>0,00-0,26</u> 0,13
гнейсы с ВКМ	6	<u>38,9-40,4</u> 39,60	<u>58,4-60,8</u> 59,87	<u>0,00-0,14(3,18)*</u> 0,05	<u>0,00-0,11</u> 0,05
в том числе Cu-Ni ассоциация	1	39,21	58,44	3,18	0,00
параамфиболиты (А-1, 3)	11	<u>38,3-40,5</u> 39,22	<u>57,8-60,9</u> 59,40	<u>0,33-3,01</u> 1,11	<u>0,00-0,18</u> 0,05
в том числе Cu-Ni ассоциация	4	<u>38,8-40,5</u> 39,32	<u>57,8-60,0</u> 58,40	<u>0,86-3,01</u> 1,92	<u>0,00-0,08</u> 0,03
ортоамфиболиты (А-6, 8, 9, 10)	6	<u>38,8-41,8</u> 40,00	<u>56,7-60,4</u> 57,97	<u>0,36-3,05</u> 1,90	<u>0,00-0,31</u> 0,17
в том числе Cu-Ni ассоциация	3	<u>39,6-41,0</u> 40,12	<u>56,7-57,4</u> 57,11	<u>2,55-3,05</u> 2,73	<u>0,06-0,20</u> 0,14
амфиболиты апоперидотитовые (А-11), Cu-Ni ассоциация	9	<u>38,8-40,9</u> 39,90	<u>55,8-58,5</u> 56,96	<u>2,40-3,88</u> 3,08	<u>0,00-0,15</u> 0,05

\* Единичные высокие содержания Ni и Co (в скобках) при подсчете среднего не учтены.

сравнению с гексагональным или троилитом (табл. 5.10). В породах разреза СГ-3 эта закономерность довольно четко прослеживается для ортоамфиболитов с медно-никелевой минерализацией, в других породах возможны иные соотношения.

Очень низкой концентрацией никеля отличается пирротин из биотит-амфиболовых гнейсов с ВКМ (см. табл. 5.10), за исключением одного образца (гл. 12054,2 м), в котором обнаружено высокое содержание никеля (3,18%) в гексагональной фазе при отсутствии собственных никелевых минералов. Возможно, это обусловлено глубиной нахождения образца и хорошей сохранностью твердого раствора.

Содержание кобальта в пирротине, как правило, низкое — менее 0,1%, но несколько повышенное в пирротине из базальтов протерозойского комплекса и ортоамфиболитов архейского. В одном образце оруденелых метаперидотитов (гл. 1643,5 м) обнаружено 0,77% Со в моноклинной фазе. В пирротине иногда фиксируется примесь меди — до 0,13%, в одном образце параамфиболитов (№43065, гл. 10551 м) установлено 1,42% Си. В целом на глубоких горизонтах разреза СГ-3 наблюда-

ется заметное увеличение доли Ni (и Со) в составе пирротина (см. рис. 5.3).

*Пирит* распространен по всему разрезу скважины, но более широко развит в архейских породах, где постоянно ассоциирует с пирротинном, халькопиритом, магнетитом или образует самостоятельные выделения. Для него характерны метакристаллы, структуры замещения других минералов, наличие многочисленных включений.

Химический состав пирита в протерозойском и архейском комплексах заметно отличается по содержанию примесей никеля и кобальта. В протерозойских породах разреза, по данным частных определений, эти примеси в пирите не фиксируются (при чувствительности определения 0,01%). Во всех архейских породах разреза СГ-3 пирит содержит Ni и Со (табл. 5.11), но в разных породах концентрация их различна. Так, от гнейсов и железистых кварцитов к пара- и ортоамфиболитам среднее содержание Ni в пирите возрастает более чем на порядок, а концентрация кобальта остается одинаковой. Заметим, что в гнейсах 20–25 % образцов содержат медно-никелевую минерализацию, остальные — колчеданную, в пара- и ортоамфиболитах соотношение этих

Таблица 5.10

Среднее содержание никеля и кобальта (массовая доля, %) в гексагональной и моноклинной фазах пирротина

Месторождения, породы	Гексагональная			Моноклинная		
	n	Ni	Со	n	Ni	Со
Протерозойский комплекс СГ-3						
Филлиты, алевролиты	3	0,20	0,02	2	0,30	0,04
Туфы и сланцы по ним	3	0,22	0,04	4	0,11	0,08
Базальты и сланцы по ним	3	0,29	0,21	6	0,23	0,17
Гипербазиты, руды	4	0,69	—	3	0,64	0,04
Комплекс в целом	13	0,38	0,09	15	0,29	0,10
Архейский комплекс СГ-3						
Железистые кварциты	1	0,64	0,22	2	3,90	0,08
Гнейсы с ВГМ	1	—	0,02	4	1,13	0,13
Гнейсы с ВКМ	2	1,59	0,06	4	0,06	0,05
Параамфиболиты (А-1 – А-3)	6	1,00	0,03	4	0,78	0,07
Ортоамфиболиты (А-6 – А-10)	2	1,41	0,14	4	2,14	0,18
Амфиболиты апонеридотитовые (А-11)	1	2,40	0,15	8	3,17	0,04
Комплекс в целом	13	1,16	0,07	26	1,91	0,08
Печенгский геоблок						
Ждановское, центральное тело, руды	38	0,12	—	5	0,27	—
То же, прочие тела, руды	52	0,52	—	59	0,40	—
Аллареченский район, руды	11	0,24	—	16	0,25	—
То же, оруденелые гипербазиты	4	0,17	—	9	0,49	0,01
Восточно-Печенгский район, руды	15	0,13	0,01	7	0,31	0,04
То же, оруденелые гипербазиты	11	0,27	0,04	7	0,68	0,05
То же, оруденелые базиты	10	0,36	0,12	8	0,44	0,14

Примечание. Данные взяты из литературных источников по Ждановскому месторождению (Анализы..., 1983) и по Восточно-Печенгскому району (Осокин, 1977; Петрология..., 1988; Войтеховский, 1990).

типов минерализации равное (по 50%). Максимальное для всего разреза содержание Ni, равное 4,13 и 4,39%, установлено в пирите из ортоамфиболитов (А-7 и А-9) с медно-никелевой и колчеданной минерализацией соответственно (гл. 8896 и 11250 м). В апоперидотитовых амфиболитах (А-11) с медно-никелевой минерализацией количество Ni в пирите умеренное, а Co — высокое. Здесь установлено максимальное для разреза и геоблока в целом содержание Co в пирите — 5,99% (гл. 7926 м); ранее в пирите приповерхностной зоны было обнаружено 4,85% Co (во вкрапленных рудах Аллареченского района, участок Аннама). В Печенгском рудном поле и регионе в целом примеси Ni и Co в пирите обнаруживаются постоянно (Минералогия..., 1981; Анализы..., 1983; Балабонин, 1984 и др.). Так, в пирите из медно-никелевых руд содержание никеля составляет обычно 0,1–0,3%, в богатых вкрапленных рудах Печенги — до 1,19% и во вкрапленных рудах Аллареченского района — до 5,02% (уч. Алксо-айв, см. табл. 5.11). Концентрация кобальта в пирите медно-никелевых руд Печенги примерно на порядок выше, чем никеля, а в рудах Аллареченского района содержание того и другого примерно одинаково. В пирите колчеданных руд обоих

районов примесь Ni очень низкая, а концентрация кобальта в Печенгском рудном поле примерно такая же, как и никеля, в то время как в Аллареченском районе — более высокая, особенно в оруденелых амфиболитах.

В большинстве пород разреза, как и в приповерхностной зоне, содержание кобальта в пирите выше, чем никеля. Обратные соотношения характерны для ортоамфиболитов, независимо от типа развитой в них минерализации; очень редко такие соотношения наблюдаются в пирите из других пород.

Распределение Ni и Co очень неравномерное: в соседних участках их концентрация нередко различается на 1–2 порядка. Наблюдается как закономерное (зональное), так и беспорядочное чередование участков с различным содержанием Ni и Co. В первом случае чаще обогащены кобальтом внешние зоны, а никелем — внутренние, но нередко и обратные соотношения. В сростках с пирротином медно-никелевого оруденения пирит, как правило, зональный, и Co обогащены внешние зоны. При этом максимальной концентрации Co в пирите нередко соответствует высокое содержание Ni в существующем пирротине (например, в образце 26633 концентрация Co

Таблица 5.11

**Химический состав пирита (массовая доля, %) из архейского комплекса и геопространства СГ-3**

Породы, руды	n	S	Fe	Ni	Co
Архейский комплекс СГ-3					
Гнейсы, железистые кварциты	9	<u>52,58–53,63</u> 53,15	<u>45,03–46,71</u> 46,11	<u>0,00–0,44</u> 0,12	<u>0,00–1,92</u> 0,58
Параамфиболиты (А-1, А-3)	17	<u>52,19–53,82</u> 53,41	<u>44,15–46,68</u> 45,85	<u>0,00–1,62</u> 0,31	<u>0,00–2,30</u> 0,58
Ортоамфиболиты (А-7, 9, 10, 12)	10	<u>52,76–54,65</u> 53,50	<u>41,88–46,44</u> 44,55	<u>0,01–4,39</u> 1,42	<u>0,03–1,87</u> 0,58
Апоперидотитовые амфиболиты (А-11)	19	<u>52,99–53,88</u> 53,41	<u>38,90–46,51</u> 44,01	<u>0,00–1,22</u> 0,26	<u>0,00–5,99</u> 2,51
В целом	55	<u>52,19–54,65</u> 53,38	<u>38,90–46,68</u> 45,20	<u>0,00–4,39</u> 0,46	<u>0,00–5,99</u> 1,25
Печенгское рудное поле					
Вкрапленные медно-никелевые руды **	7	<u>53,13–54,11</u> 53,67	<u>44,22–46,50</u> 45,07	<u>0,00–1,19</u> 0,18	<u>1,09–3,09</u> 1,77
Брекчиевидные руды, восточный узел **	17	<u>52,90–54,00</u> 53,37	<u>43,00–46,60</u> 44,46	<u>0,00–0,29</u> 0,11	<u>1,11–3,20</u> 2,09
Колчеданные руды ***	5	<u>52,73–54,15</u> 53,52	<u>45,89–46,60</u> 46,34	<u>0,01–0,49*</u> 0,01	<u>0,01–0,78*</u> 0,02
Аллареченский район					
Вкрапленные и сплошные медно-никелевые руды	19	<u>52,72–53,95</u> 53,42	<u>41,54–46,54</u> 44,70	<u>0,00–5,02</u> 0,90	<u>0,01–4,85</u> 1,18
Колчеданные руды в амфиболитах	13	<u>52,73–53,65</u> 53,05	<u>45,09–46,45</u> 46,20	<u>0,00–0,92*</u> 0,03	<u>0,00–1,67</u> 0,44
Колчеданные руды в гнейсах	6	<u>53,61–53,67</u> 53,64	<u>45,78–46,45</u> 46,28	<u>0,00–0,20*</u> 0,05	<u>0,00–0,67*</u> 0,14

\* Единичные аномально высокие значения при подсчете среднего не учитывались.

\*\* По данным работы (Анализы..., 1983).

\*\*\* По данным работы (Балабонин, 1984).

в пирите достигает 5,99%, а никеля в пирротине — 3,88% и др.).

В пирите из гнейсов, гранитоидов, железистых кварцитов и параамфиболитов с колчеданным оруденением содержание и никеля, и кобальта невысокое (см. табл. 5.10).

Во всех случаях в пирите отчетливо прослеживается обратная зависимость между содержанием Fe и суммой Ni+Co (рис. 5.4), что свидетельствует об изоморфном вхождении их в структуру минерала. Наиболее широким диапазоном изменения суммарного количества Ni и Co обладает пирит из апоперидотитовых амфиболитов (А-11) разреза СГ-3 (0,39–7,02%), тогда как в пиритах из других пород, особенно гнейсов и параамфиболитов, этот диапазон значительно меньше (соответственно 0,00–1,92 и 0,02–2,64%). В пирите из медно-никелевых руд Печенги содержание Ni+Co не превышает 3,4%, а в пиритах Аллареченского района составляет 0,01–5,24%.

Иногда в пирите из разреза СГ-3 устанавливается примесь Cu, обычно в пределах 0,01–0,10%, в редких случаях до 0,47% (в ортоамфиболитах). В пирите из брекчиевидных руд Печенги содержание меди достигает 0,66%.

В большинстве анализов пирита из пород разреза СГ-3 отмечается избыток суммы металлов (в атомных количествах), что статистически характерно и для приповерхностной зоны геоблока, где этот параметр изменяется в пределах 0,48–0,58 формульных единиц.

**Пентландит** — главный никелевый минерал в породах разреза СГ-3. Наибольшие его концентрации связаны с гипербазитами и медно-никелевыми рудами интервала 1541–1812 м, где в брекчиевидных рудах содержание его достигает 5–7%. На остальных участках разреза он присутствует в виде разрозненных зерен, главным образом в амфиболовых породах архейского комплекса.

Формы развития пентландита в общих чертах аналогичны таковым в медно-никелевых рудах района, но в архейских породах он преимущественно зернистый и очень редко встречается в виде продуктов распада твердого раствора в пирротине. Наблюдаются сростания со многими рудными минералами, частью образовавшимися одновременно с ним (пирротин, халькопирит) или замещающими его (пирит, зигенит, магнетит и др.).

Химический состав пентландита довольно изменчив, но не выходит за пределы известных в регионе (Анализы..., 1983) «нормальных» его разновидностей. Относительно устойчивым составом с повышенным содержанием кобальта и серы обладает пентландит из пород протерозойского комплекса (табл. 5.12), а существенные отклонения от среднего состава характерны для пентландита из архейских пород (рис. 5.5), в которых он обладает повышенным содержанием никеля и пониженным — серы и кобальта.

В приповерхностной зоне геоблока, как и в других никеленосных районах мира, установлена зависимость концентраций Fe и Ni в пентландите от состава парагенезиса: «железистые» пентландиты ( $Ni:Fe < 1$ ) характер-

ны для сингенетического оруденения в гипербазитах с троилитом в качестве главного моносульфида железа, а «никелистые» ( $Ni:Fe > 1$ ) — для эпигенетического оруденения и ассоциации с пиритом, халькопиритом, миллеритом, борнитом и др. (Harris, Nickel, 1972; Яковлев, Пахомовский, 1978; Минералогия..., 1981 и др.). Данные по разрезу СГ-3 подтверждают эту зависимость: все никеленосные породы архейского комплекса сильно метаморфизованы, ведущими рудными минералами в них, как правило, являются пирит и халькопирит, в качестве примеси присутствуют пентландит, пирротин, зигенит, миллерит, борнит и сфалерит.

Для содержаний S и Co такой закономерности не наблюдается, и даже в одном образце количество Co может сильно варьироваться. Наибольшие концентрации Co в пентландите из разреза СГ-3 установлены в образцах параамфиболитов (гл. 10664 м) и ортоамфиболитов (гл. 11364 м) и составляют 6,67 и 5,78% соответственно.

В большинстве образцов апоперидотитовых амфиболитов (А-11) пентландит характеризуется повышенным содержанием суммы металлов против стехиометрического состава  $Me_9S_8$  ( $\Sigma Me/S = 1,125$ ), тогда как в других породах и медно-никелевых рудах наблюдаются различные соотношения металлов и серы (см. рис. 5.5).

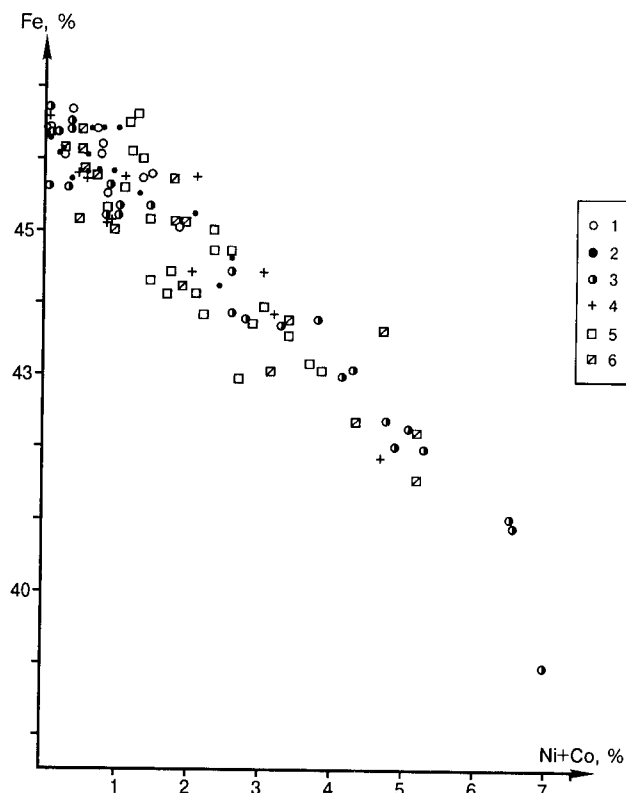


Рис. 5.4. Взаимосвязь содержаний Fe и суммы Ni+Co в пирите из пород и руд разреза и геопространства СГ-3:

породы разреза: 1 — гнейсы; 2 — параамфиболиты; 3 — ортоамфиболиты; породы геопространства: 4 — северное обрамление, гнейсы, амфиболиты, железистые кварциты; 5 — Печенга, медно-никелевые руды; 6 — Аллареченский район, медно-никелевые руды

Таблица 5.12

## Химический состав пентландита (массовая доля, %) из различных пород и руд СГ-3

Породы, руды	n	S	Fe	Ni	Co
Протерозойский комплекс					
В целом	9	<u>33,05–35,50</u> 34,16	<u>28,13–30,07</u> 29,06	<u>34,37–36,22</u> 35,13	<u>1,10–3,07</u> 2,06
в том числе:					
пикритовые порфириды	2	<u>33,70–33,85</u> 33,78	<u>28,13–28,42</u> 28,28	<u>35,17–35,19</u> 35,18	<u>3,03–3,07</u> 3,05
оруденелые гипербазиты, вкрапленные руды	5	<u>33,20–35,50</u> 34,64	<u>29,00–30,07</u> 29,22	<u>35,00–35,20</u> 35,04	<u>1,10–2,00</u> 1,78
брекчиевидные руды	2	<u>33,05–33,09</u> 33,07	<u>29,40–29,50</u> 29,45	<u>34,37–36,22</u> 35,30	<u>1,56–2,89</u> 2,22
Архейский комплекс					
В целом	28	<u>31,45–34,44</u> 32,97	<u>22,13–32,99</u> 28,37	<u>33,35–44,72</u> 37,37	<u>0,01–6,67</u> 1,31
в том числе:					
гнейсы с ВГМ, железистые кварциты	2	<u>32,50–32,51</u> 32,51	<u>29,58–29,61</u> 29,60	<u>36,20–38,40</u> 37,30	<u>0,02–1,30</u> 0,66
параамфиболиты (А-1, 2, 3)	6	<u>32,30–33,80</u> 33,05	<u>25,20–33,00</u> 29,00	<u>34,10–41,00</u> 36,35	<u>0,01–6,67</u> 1,70
ортоамфиболиты (А-6, 7, 9)	5	<u>31,40–34,40</u> 33,09	<u>25,90–29,00</u> 27,56	<u>33,40–40,50</u> 36,43	<u>0,01–5,78</u> 2,77
амфиболиты апоперидотитовые (А-11)	15	<u>32,40–34,10</u> 32,95	<u>22,13–30,50</u> 28,22	<u>35,50–44,72</u> 38,10	<u>0,04–2,30</u> 0,77

Максимальная глубина, на которой обнаружен пентландит, составляет 11 419 м (в параамфиболите А-2). Здесь он характеризуется пониженным содержанием серы (32,50%), очень низким — кобальта (0,02%) и повышенным — никеля (38,40%). Все ассоциирующие с ним сульфиды также отличаются повышенной концентрацией никеля (особенно пирротин).

В пентландите из пород архейского комплекса нередко обнаруживается примесь меди — до 0,1–0,2%, в одном образце — 1,09% (гл. 9805 м).

Халькопирит широко распространен во всех породах разреза, иногда преобладает над пирротинном (маярвинская свита протерозойского комплекса, отдельные тела амфиболитов архейского). В амфиболитах содержание халькопирита в среднем вдвое выше, чем в гнейсах. В некоторых телах амфиболитов IV и VIII толщ установлены борнит-халькопиритовая и борнит-кубанит-халькопиритовая ассоциации, но чаще наблюдаются сростания халькопирита с пирротинном и пиритом, нередко со сфалеритом и миллеритом. Преобладающие формы развития халькопирита — разнообразная вкрапленность и тонкие прожилки, реже встречаются мелкие гнезда. Химический состав халькопирита относительно выдержан по всему разрезу (табл. 5.13), но в архейской части выявлены более широкие вариации содержания основных компонентов (рис. 5.6) и более частая примесь никеля (до 0,73%). Кроме того, в халькопирите из по-

род архейского комплекса нередко устанавливается небольшая примесь кобальта (до 0,04%), а из пород протерозойского — иногда цинка (до 0,20%).

По сравнению с пирротинном и пентландитом состав халькопирита считается стабильным, без существенных отклонений от стехиометрического. В разрезе СГ-3 и регионе в целом установлено развитие тетрагональной разновидности халькопирита в рудах различных типов (Минералогия..., 1981; Балабонин, 1984; Архейский комплекс..., 1991). Исключением являются вкрапленные медно-никелевые руды Мончегорского плутона и месторождения Карикъявр, в отдельных образцах которых обнаружены талнахит и путоранит (Минералогия..., 1981; Конников и др., 1993). Какой-либо закономерности в отклонениях от стехиометрии для тетрагонального халькопирита не выявлено, но отмечается довольно четкая обратная корреляция содержаний серы и железа.

По данным многочисленных микрозондовых анализов вариации содержаний основных компонентов в халькопирите протерозойской и архейской частей разреза СГ-3 заметно различаются (см. табл. 5.13, рис. 5.6). В халькопирите из протерозойского комплекса эти колебания невелики — в пределах 1,0–1,5%, причем во вмещающих породах преобладают образцы с небольшим избытком суммы металлов, а в медно-никелевых рудах — с их недостатком, но всюду железо чаще преобладает над медью.

В халькопирите из пород архейского комплекса вариации содержаний всех компонентов более значительны — до 4,0–4,5% и наблюдаются во всех породах, за исключением апогипербазитовых амфиболитов (А-11): в последних они почти такие же, как и в медно-никелевых рудах протерозойского комплекса (см. табл. 5.13). Для халькопирита из гнейсов, мигматитов, железистых кварцитов характерно преобладание суммы металлов над серой, а для халькопирита из всех амфиболитов — недостаток металлов. Для всех архейских пород наблюдается преимущественное преобладание железа над медью (см. рис. 5.6).

Отклонения от стехиометрического состава халькопирита характерны для всего разреза, но максимальные ( $\Sigma\text{Me}/\text{S} > \pm 0,050$ ,  $\text{Cu}/\text{Fe} > \pm 0,100$ ) установлены главным образом на больших глубинах (глубже 8,5 км, см. рис. 5.6).

В халькопирите приповерхностной зоны прослеживается зависимость содержания металлов от состава оруденелых пород и природных типов руд. Так, в гипербазитах с бедной медно-никелевой минерализацией и во вкрапленных рудах халькопирит отличается избытком металлов (в подавляющем большинстве  $\Sigma\text{Me}/\text{S} > 1$ ), а в богатых медно-никелевых рудах чаще отмечается недостаток металлов ( $\Sigma\text{Me}/\text{S} < 1$ ). Во всех образцах халь-

копирита из вмещающих пород Печенгского рудного поля фиксируется избыток металлов, а в Аллареченском районе — чаще их недостаток. Что же касается соотношения меди и железа, то в подавляющей части образцов (более 70 %) отмечается недостаток меди.

Для халькопирита из колчеданного оруденения характерны несколько иные особенности состава (Балабонин, 1984): в Печенгском районе, как правило, устанавливается избыток металлов и постоянное преобладание Fe над Cu, а в Аллареченском районе — недостаток металлов и примерно равное число образцов с  $\text{Cu}/\text{Fe} < 1$  и  $\text{Cu}/\text{Fe} > 1$ .

Отклонения результатов анализов от стехиометрического состава халькопирита для халькопирита из приповерхностной зоны всего геоблока, причем значение отношения  $\Sigma\text{Me}/\text{S}$  иногда превышает таковую для халькопирита из разреза СГ-3 ( $\Sigma\text{Me}/\text{S}$  до 1,067 в медно-никелевых рудах и до 1,091 в колчеданном оруденении), но в приповерхностной зоне халькопирит в целом имеет более устойчивое соотношение Cu и Fe. Результаты единичных анализов образцов с  $\Sigma\text{Me}/\text{S} > 1,050$  (три анализа из 60 для разреза СГ-3 и три анализа из 77 для медно-никелевых руд приповерхностной зоны) показывают, что халькопирит в них представлен кубической модификацией, но для подтверждения необходим рентгеноструктурный анализ.

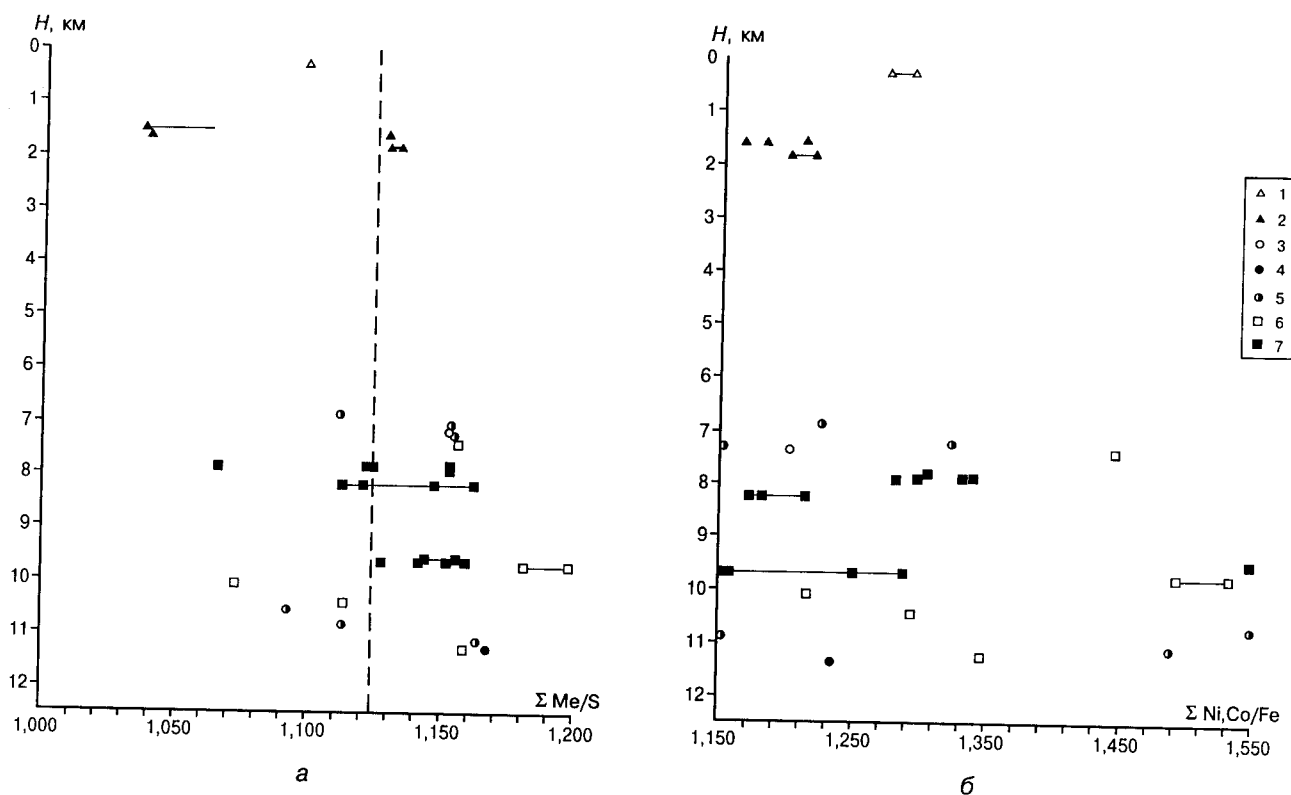


Рис. 5.5. Изменение состава пентландита в породах разреза СГ-3:

а — соотношение (атомные количества) суммы металлов с серой; б — соотношение (атомные количества) суммы Ni и Co с Fe; протерозойский комплекс; 1 — базальты; 2 — медно-никелевые руды; архейский комплекс: 3 — гнейсы; 4 — железистые кварциты; 5 — параамфиболиты; 6 — ортоамфиболиты А-6 — А-10; 7 — ортоамфиболиты А-11; горизонтальными линиями соединены результаты анализов из одного образца

Таблица 5.13

## Химический состав халькопирита (массовая доля, %) из пород разреза и геопространства СГ-3

Породы, руды	n	S	Fe	Ni (Co)	Cu	ΣMe/S	Cu/Fe
Разрез СГ-3							
Протерозойский комплекс							
В целом	11	<u>34,30–35,80</u> 35,02	<u>30,00–31,50</u> 30,68	<u>0,00–0,02</u> –	<u>33,70–35,10</u> 34,24	<u>0,976–1,016</u> 0,996	<u>0,943–1,028</u> 0,981
в том числе:							
туфы, базальты	5	<u>34,30–35,10</u> 34,78	<u>30,10–31,10</u> 30,68	<u>0,00–0,02</u> 0,01	<u>34,00–34,50</u> 34,26	<u>0,991–1,016</u> 1,004	<u>0,970–1,007</u> 0,981
медно-никелевые руды (I–III)	6	<u>34,60–35,80</u> 35,22	<u>30,00–31,50</u> 30,68	–	<u>33,70–35,10</u> 34,22	<u>0,976–1,004</u> 0,991	<u>0,943–1,028</u> 0,981
Архейский комплекс							
В целом	49	<u>33,53–37,24</u> 34,86	<u>28,88–32,99</u> 30,66	<u>0,00–0,73</u> 0,08	<u>31,43–36,02</u> 34,03	<u>0,910–1,058</u> 0,996	<u>0,834–1,096</u> 0,974
в том числе:							
гнейсы, железистые кварциты	16	<u>33,53–35,91</u> 34,77	<u>29,84–32,33</u> 30,76	<u>0,00–0,22</u> 0,05	<u>33,11–34,94</u> 34,12	<u>0,948–1,058</u> 1,005	<u>0,899–1,025</u> 0,975
параамфиболиты	13	<u>34,06–35,87</u> 34,98	<u>29,82–32,99</u> 30,74	<u>0,00–0,43</u> 0,08	<u>31,43–35,26</u> 34,09	<u>0,942–1,041</u> 0,999	<u>0,834–1,017</u> 0,969(0,981)
ортоамфиболиты (апогаббровые)	14	<u>34,27–37,24</u> 35,22	<u>28,88–32,00</u> 30,45	<u>0,00–0,73</u> 0,11	<u>32,37–36,02</u> 33,92	<u>0,910–1,010</u> 0,984	<u>0,887–1,096</u> 0,979
ортоамфиболиты (апоперидотиты)	7	<u>34,55–35,25</u> 35,03	<u>30,22–31,50</u> 30,68	<u>0,00–0,18</u> 0,09	<u>33,42–34,41</u> 33,97	<u>0,982–1,014</u> 0,993	<u>0,933–0,994</u> 0,973
Печенгское рудное поле*							
Оруденелые гипербазиты	7	<u>33,42–35,73</u> 34,59	<u>30,41–31,73</u> 30,79	<u>0,00–0,20</u> 0,04	<u>33,38–35,49</u> 34,39	<u>0,969–1,064</u> 1,014	<u>0,950–1,022</u> 0,981
Медно-никелевые руды (I–IV)	9	<u>33,82–35,50</u> 34,78	<u>30,20–31,04</u> 30,57	<u>0,00–0,05</u> –	<u>33,40–35,18</u> 34,25	<u>0,971–1,035</u> 1,003	<u>0,961–1,006</u> 0,984
Оруденелые филлиты	5	<u>33,65–34,56</u> 34,17	<u>30,40–31,06</u> 30,68	–	<u>33,96–34,96</u> 34,50	<u>1,005–1,054</u> 1,025	<u>0,974–1,005</u> 0,989
Восточно-Печенгский район (Карикъявр)**							
Вкрапленные медно-никелевые руды	23	<u>33,26–35,68</u> 34,50	<u>29,55–32,36</u> 30,59	<u>0,00–0,69</u> 0,07	<u>33,42–36,60</u> 34,45	<u>0,964–1,067</u> 1,014	<u>0,910–1,089</u> 0,988
Аллареченский район							
Оруденелые гипербазиты	9	<u>33,98–35,11</u> 34,71	<u>30,18–31,57</u> 30,88	<u>0,00–0,23</u> 0,05	<u>33,82–34,96</u> 34,39	<u>0,999–1,043</u> 1,011	<u>0,942–1,012</u> 0,977
Вкрапленные медно-никелевые руды	15	<u>33,87–35,87</u> 34,80	<u>29,28–30,98</u> 30,43	<u>0,00–0,32</u> 0,04	<u>34,21–35,16</u> 34,67	<u>0,950–1,040</u> 1,005	<u>0,972–1,027</u> 1,001
Сплошные и брекчиевидные руды	4	<u>34,36–35,74</u> 34,92	<u>30,31–30,68</u> 30,51	0,00	<u>34,18–35,02</u> 34,54	<u>0,976–1,021</u> 1,001	<u>0,981–1,015</u> 0,995
Оруденелые вмещающие породы	5	<u>34,38–35,38</u> 34,87	<u>29,76–30,44</u> 30,06	<u>0,00–0,14</u> 0,03	<u>33,93–35,25</u> 34,76	<u>0,978–1,021</u> 0,997	<u>0,984–1,041</u> 1,013

\* По данным работы (Анализы..., 1983).

\*\* По данным работ (Петрология..., 1988; Войтеховский, 1990).

Примечание. Соотношения металлов и серы даны в атомных количествах.

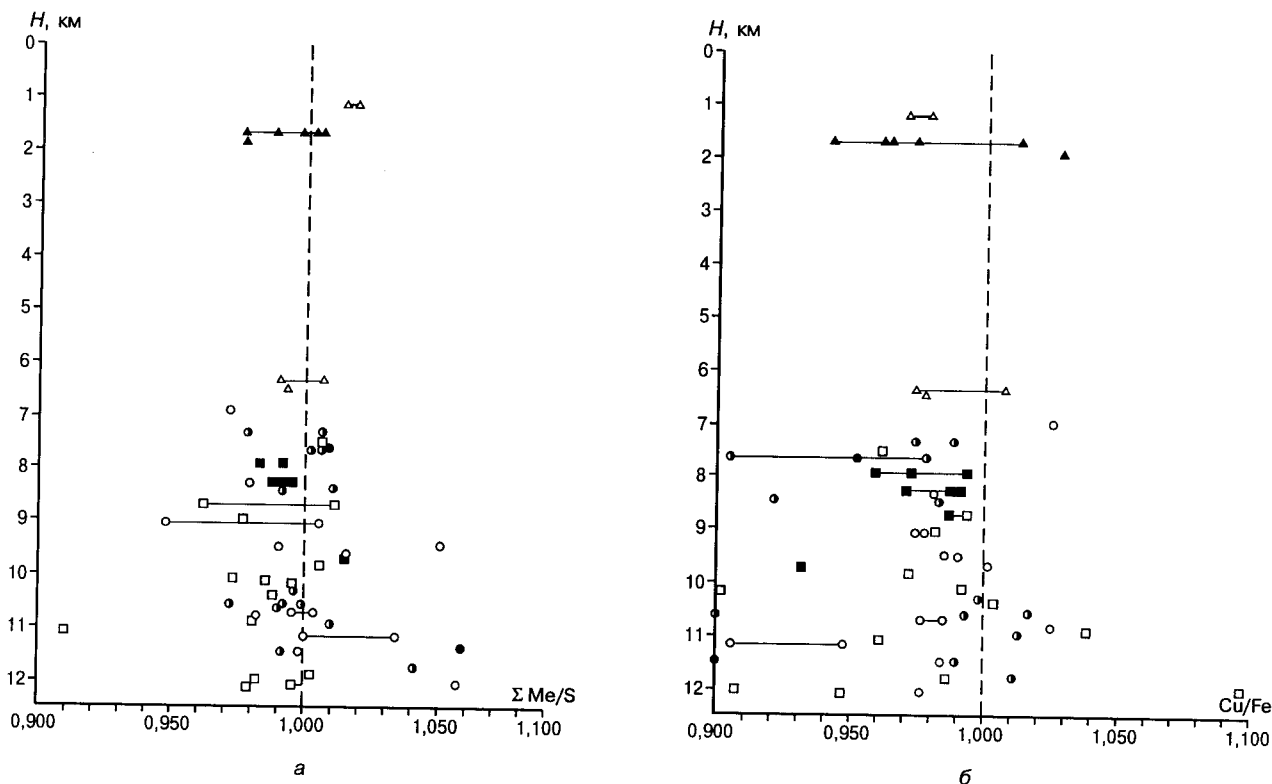


Рис. 5.6. Изменение состава халькопирита в породах разреза СГ-3:

а — соотношение (атомные количества) суммы металлов с серой; б — соотношение (атомные количества) Cu с Fe; условные обозначения см. на рис. 5.5

Помимо основных компонентов, в составе халькопирита из разреза СГ-3 часто устанавливается примесь Ni (до 0,73%), реже — Co (до 0,05%), а в приповерхностной зоне, кроме того, Se, Te, Zn, Pb и иногда Ag.

Таким образом, состав халькопирита, несмотря на относительную стабильность, в определенной степени зависит от условий нахождения (в разрезе — от глубины, а в приповерхностной зоне — от состава оруденелых пород и типа руд).

*Сфалерит* — один из «сквозных» минералов в породах разреза СГ-3 встречается в разных ассоциациях. Преобладают простые изометрические или неправильные его зерна, главным образом в халькопирите и пирротине, сростки с ними или самостоятельные включения. Химический состав изменчив: установлены марматитовая (характерна для ассоциации с пирротиниом) и клейофановая (чаще встречается с халькопиритом) разновидности; в одном образце обнаружена высокая примесь кадмия, что позволяет выделить также разновидность пришбрамит (табл. 5.14).

*Галенит* более широко распространен в породах архея, как правило, бедных сульфидами. Встречается часто в гнейсах VII и VIII толщ (интервал 10573–10905 м), ниже не обнаружен. Характерны включения в сфалерите (отдельные зерна). Химический состав (см. табл. 5.14) устойчив, примеси Fe, Zn, Bi, Ag незначительны.

*Молибденит* развит в виде единичных зерен пластинчатой формы, сростки с другими минералами не характерны. Распространение отмечено выше. Химический состав устойчив (см. табл. 5.14), примеси Fe, Co незначительны.

*Кубанит* обнаружен в породах архея на глубине более 10000 м, где в парагенезисе с халькопиритом как продукт распада твердого раствора он формирует медистое оруденение в амфиболитах, реже в гнейсах и сланцах. Химический состав устойчив (табл. 5.15), примеси Ni и Co незначительны.

*Борнит* часто присутствует в парагенезисе с халькопиритом в породах телевинской и маярвинской свит протерозоя, а также во II, IV, VIII и X толщах архея. Химический состав довольно стабилен (см. табл. 5.15), примеси Ni, Co и Ag незначительны.

*Миллерит* установлен в единичных образцах архейского комплекса, преимущественно в амфиболитах, до глубины 11815 м. Возникает вместе с пиритом, развиваясь по парагенезису пирротин-пентландит (виоларит). Химический состав устойчив, характерна заметная примесь железа и незначительная — кобальта и меди (см. табл. 5.15).

*Зигенит* — характерный минерал глубоких частей разреза. Впервые обнаружен в амфиболитизированных базальтах маярвинской свиты (гл. 6350–6410 м), где приурочен к кальцит-эпидотовым прожилкам и карбо-

нативированным породам. Здесь он ассоциирует с халькопиритом и пирротинном, представлен неправильными зернами. Ниже по разрезу встречается вместе с пентландитом, пирротинном, пиритом и другими сульфидами, нередко развит в виде ограненных зерен. Установлен до глубины 10666 м (образец 39163). Химический состав непостоянный (см. табл. 5.15), характерный для промежуточных членов ряда линнеит  $\text{Co}_3\text{S}_4$  — полидимит  $\text{Ni}_3\text{S}_4$ .

*Виоларит* отмечается на различных глубинах до отметки 10 369 м как самостоятельное образование совместно с миллеритом, пентландитом, пиритом. Химический состав (см. табл. 5.15) непостоянен, что характерно и для геоблока в целом (Минералогия..., 1981 и др.).

*Кобальтин никелистый и данаит* — сульфоарсениды кобальта и никеля установлены только в протерозойском комплексе, в пределах ждановской свиты. Они образуют мелкие (0,01–0,10 мм) изометрические и идиоморфные включения в сульфидах медно-никелевых руд и оруденелых вмещающих пород. Характеризуются изменчивым содержанием компонентов, даже в пределах одного зерна. По составу (см. табл. 5.15) никелистый кобальтин занимает промежуточное положение в ряду кобальтин — герсдорфит, а данаит является кобальтсодержащей разновидностью арсенипирита.

*Аргентопентландит* редок, отмечается в протерозойских и архейских породах в составе медно-никелевой минерализации в парагенезисе с халькопиритом. Химический состав типичен для медно-никелевых руд геоблока (см. табл. 5.15).

*Марказит* отмечается как вторичное образование по пирротину или халькопириту в колчеданном оруденении в виде мелких микрозернистых полосчатых агрегатов.

*Самородные элементы* — золото, железо, олово, кадмий, кремний и графит встречены на различных глубинах разреза СГ-3, но все они присутствуют в породах архейского комплекса преимущественно в интервале 9,5–11,0 км. В основном они приурочены к микротрещинам в гнейсах и амфиболитах, содержащим обломки породобразующих силикатов и в некоторых случаях — сульфидов: пирита, халькопирита, пентландита и пирротина.

*Самородное золото* представлено двумя разновидностями (Казанский и др., 1989): а) мелкими (менее 0,01 мм) чешуйками и неправильными включениями в биотите, амфиболе, плагиоклазе и б) мелкими кристаллическими зернами (кубооктаэдр) в микротрещинах вместе с другими самородными элементами и иногда сульфидами. Золото первой разновидности содержит около 25% се-

Таблица 5.14

Химический состав (массовая доля, %) сфалерита, галенита и молибденита из пород разреза СГ-3

Минералы	n	S	Fe	Zn	Pb	Mo	Cd	Bi	Ag
Сфалерит	13	31,60–34,80 33,49	0,20–10,80 5,24	42,60–65,90 60,12	< 0,22		0,03–5,05 0,99		
Галенит	5	13,00–13,55 13,37	0,00–0,26 –		84,97–86,92 85,67			0,26–0,63 0,44	0,05–0,44 0,25
Молибденит	5	40,13–41,76 40,89	0,00–0,34 –			58,67–60,23 59,30			

Таблица 5.15

Химический состав (массовая доля, %) сульфидов меди и никеля из пород разреза СГ-3

Минералы	n	S	As	Fe	Ni	Co	Cu	Ag
Кубанит	3	35,08–36,20 35,49		40,20–43,30 41,93	0,19–0,24 0,21	0,14–0,25 0,19	20,87–22,94 21,95	
Борнит	7	25,32–26,89 26,04		10,13–12,25 11,49	0,00–0,03 –	0,00–0,03 –	60,29–63,75 62,20	
Миллерит	6	34,50–35,76 35,26		0,70–4,01 2,05	59,90–63,66 62,12	0,00–0,75 0,39	0,00–0,24 –	
Зигенит	11	40,66–45,19 42,29		3,00–22,92 12,15	18,07–29,58 25,67	6,35–34,30 19,81	0,00–0,80 –	
Виоларит	3	40,33–41,68 41,16		7,98–8,33 8,12	38,99–44,44 40,81	6,80–10,72 9,38		
Кобальтин	11	19,30–21,00 20,05	43,40–46,10 45,41	4,50–5,70 4,85	3,40–8,00 5,60	22,70–29,20 25,51		
Данаит	4	18,90–19,20 19,05	47,50–48,20 47,98	28,40–31,90 30,00	0,00–0,03 –	1,40–6,10 3,72		
Аргентопентландит	1	30,40		35,50	19,10	0,25		13,80

ребра (электрум), второй — более высокопробное (проба 855–892). В некоторых зернах второй разновидности помимо серебра (10,5%) установлены примеси железа (1,76%) и кремния (0,57%).

В геопространистве СГ-3 самородное золото известно в медно-никелевых рудах Печенгского и Аллареченского районов, где образует мелкие (до 0,01 мм) чешуйки и сложные по форме зерна в сульфидах и сульфосолях. Химический состав: от 88,6 до 95,6% Au и от 3,9 до 11,6% Ag, примесь меди не обнаружена.

Самородное железо представлено мелкими округлыми зернами и кристаллами кубической формы в микротрещинах. Отличается чистотой состава (примеси Ni до 1,1% и Zn до 0,16%). В геопространистве СГ-3 самородное железо встречается в гранитоидах Каскельяврского массива, где представлено округлыми включениями (до 0,5–1,0 мм) в силикатах (Виноградова, Гойко, 1965; Виноградова, 1967). Позднее появились данные о техногенной природе магнитных шариков из гранитоидов этого массива и метаморфических пород других районов (Ветрин и др., 1986).

Самородное олово и кадмий обнаружены в тяжелой фракции протолочки керна интервала 10147,0–10158,7 м (Казанский и др., 1989), где образуют тонкодисперсную смесь.

Самородный кремний в виде мелких зерен кубооктаэдрического габитуса установлен в микротрещинах вместе с другими самородными элементами. Отличается высокой химической чистотой: на уровне 0,01% примесей в нем не обнаружено.

Графит довольно часто встречается в метаосадочных и контактово-измененных породах протерозойского комплекса и редко — в гнейсах и амфиболитах архейского. В том и другом представлен тонкодисперсными или мелкочешуйчатыми индивидами (менее 0,1%), причем в архейских породах чаще наблюдается в микротрещинах (Казанский и др., 1989).

В геопространистве СГ-3 графит распространен очень широко, особенно в архейском обрамлении Печенгской структуры (Аллареченский, Восточно-Титовский районы). Здесь он входит в состав колчеданного (графит-пирротинового) оруденения, часто встречается в милонитизированных гнейсах и амфиболитах. Нередко образует крупночешуйчатые агрегаты, что иногда позволяет ставить вопрос о его практическом использовании (участок Скалистый Аллареченского района; Ивлиев, 1982).

Интерметаллические соединения — цинкистая медь (Cu, Zn), безымянные (Cu, Zn, Ni, Co) и Pb<sub>3</sub>Bi установлены в микротрещинах пород архейской части разреза СГ-3 (Казанский и др., 1989; Архейский комплекс..., 1991). Образуют мелкие чешуйки и зерна неправильной формы. Цинкистая медь (образец 37753, гл. 10154 м) содержит (массовая доля, %): Cu — 65,03; Zn — 30,28, Fe — 1,33, Ni — 0,12. Состав соединения (Cu, Zn, Ni, Co); гл. 7768 м, образец 25354 (массовая

доля, %): Cu — 50, Zn — 40, Ni — 10, Co — 2 (полуколичественный анализ).

В геопространистве СГ-3 эти интерметаллические соединения не обнаружены.

Магнетит неравномерно распространен по всему разрезу. В протерозойском комплексе наиболее высоким содержанием магнетита (до 7–10%) обладают серпентинизированные перидотиты (верлиты), в которых он представлен несколькими генерациями. В качестве примеси магнетит распространен в терригенных породах кувернеринийокской и лучломпольской свит с гематитовым оруденением. В архейских породах магнетит является главным минералом железного и железотитанового оруденения, в виде мелкой вкрапленности часто встречается в биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсах (особенно X толщи), иногда — в гранитоидах.

Основные формы развития магнетита: тонкая вкрапленность, прожилки, разнообразные сростания с силикатами, оксидами и сульфидами; в одних случаях он является первичным минералом, в других — вторичным, образующимся в процессе изменения силикатов и сульфидов.

Физические свойства и химический состав магнетита (табл. 5.16) в разрезе скважины заметно не изменяются. В качестве незначительных примесей (до 0,1–0,2%) фиксируются хром (в протерозойском комплексе), магний, марганец (повсеместно), количество их с глубиной уменьшается. В геопространистве СГ-3 состав магнетита изменяется широко, особенно в массивах рудоносных гипербазитов, главным образом, за счет изоморфизма Fe, Cr, Al и Ti (Яковлев, Пахомовский, 1988 и др.).

Титаномагнетит широко распространен в гипербазитах и базитах протерозойского комплекса, где представлен гомогенными и негомогенными зернами. Содержание его варьируется от единичных зерен до 1–2%, а в рудоносных пироксенитовых горизонтах массива Пильгуярви достигает 60% (Маслеников, 1961). Размеры зерен изменяются от 0,05 до 1 мм, редко более. Кроме того, тонкие пластинчатые и игольчатые включения титаномагнетита наблюдаются в зернах пироксенов. Гомогенные зерна имеют изометрическую округлую форму, не содержат включений других минералов. Негомогенные зерна, обычно более крупные, представлены закономерными и не закономерными сростаниями магнетита, ильменита и шпинели (герцинита), являющимися продуктами распада твердого раствора. Химический состав гомогенного титаномагнетита довольно сложный, с различными соотношениями оксидов Fe, Ti, Al, Cr, Mg, Mn, нередко с примесью Ni, Zn. Отдельные фазы негомогенного титаномагнетита обычно более чистые, особенно ильменит и шпинель, а в магнетите нередко сохраняется значительная примесь Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и небольшая MgO, MnO; по сути он часто является хроммагнетитом (Минералогия..., 1981; Яковлев, Пахомовский, 1988 и др.).

В архейском комплексе разреза СГ-3 мелкая вкрапленность негомогенного титаномагнетита наблюдается

Таблица 5.16

## Химический состав (массовая доля, %) оксидов и сфена из пород разреза СГ-3

Минералы	n	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	ZnO
Магнетит	37		0,00–0,17 –	67,04–68,83 68,20	0,03–1,26 0,32	0,00–1,15 –	30,46–31,11 30,88	0,00–0,07 –	0,00–0,14 –		0,00–0,10 –
Ильменит	22		48,87–54,71 52,38	0,00–3,26 0,98	0,00–0,15 –	0,00–0,04 –	42,85–47,74 45,27	0,39–3,30 1,86	0,00–0,53 0,21		0,00–0,08 –
Хромшпинелид	5		0,16–3,81 1,41	14,20–18,00 16,31	2,40–12,3 7,31	39,50–47,30 42,99	30,00–31,80 30,81	0,40–0,90 0,63	0,25–1,13 0,76		0,30–2,10 1,22
Гематит	2		4,84–5,00 4,92	94,09–94,38 94,24		0,34–0,41 0,38					
Рутил	2		98,41–99,75 99,08		0,00–0,06 –		0,13–0,98 0,55	0,00–0,08 –	0,00–0,06 –		
Сфен	12	29,88–32,30 31,22	35,48–39,03 35,78		0,85–1,83 1,35		0,27–1,04 0,58	0,00–0,08 –	0,00–0,06 –	27,60–29,24 28,80	

в апобазитовых и апогипербазитовых ортоамфиболитах преимущественно в пределах II и IV толщ гнейсов с ВКМ. Здесь он представлен незакономерными сростаниями магнетита и ильменита, имеющими довольно чистый химический состав.

*Ильменит* развит по всему разрезу, за исключением некоторых осадочных пород ждановской и вулканитов заполярной свит. В архейском комплексе наиболее высоким содержанием ильменита обладают апогаббровые амфиболиты (А-8), в которых он вместе с магнетитом образует железотитановое оруденение. С глубиной роль ильменита возрастает, но в VIII толще архея количество его снижается, особенно в гнейсах. В интрузивных и эффузивных породах верхней части разреза ильменит развит в виде рассеянной вкрапленности мелких кристаллов часто скелетной структуры или в виде включений в магнетите. В низах протерозойского комплекса и во всех архейских породах ильменит образует таблитчатые или сложные индивиды и агрегаты, часто ориентированные по сланцеватости пород. Наиболее распространена в архейских породах ассоциация ильменит-сфен-рутил с различными замещениями минералов. Широко проявлены рутилизация и гематитизация ильменита, а также развитие ильменита по сфену.

Химический состав ильменита заметно изменяется (см. табл. 5.16) вследствие изоморфных замещений Ti, Fe и Mn; часто присутствует незначительная примесь Mg, иногда — Cr, Al и Zn. Аналогичные вариации состава характерны и для ильменита из геопространства СГ-3 (Минералогия..., 1981).

*Хромшпинелиды* широко распространены в базит-гипербазитовых массивах протерозойского комплекса, подробно охарактеризованы в массивах Печенгского рудного поля и архейского обрамления (Минералогия..., 1981; Смолькин, Пахомовский, 1985; Яковлев, Пахомовский, 1988 и др.). В архейском комплексе разреза СГ-3 хромшпинелиды установлены в апоперидотитовых амфиболитах, локализованных в верхних частях II и IV толщ, и представлены мелкими изометричными

и скелетовидными кристаллами, располагающимися среди силикатов или на контакте силикатов с сульфидами. Отдельные кристаллы зональны: центральная часть сложена хромшпинелидом, а краевая — магнетитом. Химический состав хромшпинелидов соответствует феррихромпикотиту-феррихромиту с заметной примесью цинка (см. табл. 5.16). В краевой магнетитовой части содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> снижается до 5,9%.

В целом хромшпинелиды из пород разреза СГ-3 относятся к числу распространенных разновидностей, известных в Печенгском рудном поле, Имандра-Варзугской зоне и других районах (Минералогия..., 1981, Смолькин, Пахомовский, 1985, Смолькин, 1987; Яковлев, Пахомовский, 1988 и др.).

*Гематит* в основном наблюдается в интервале 4550–5000 м, где развивается как вторичный минерал по ильмениту, редко встречается в архейском комплексе пород до глубины 11 425 м. Для химического состава характерна заметная примесь титана и незначительная — хрома (см. табл. 5.16).

*Рутил* — распространенный минерал в породах разреза СГ-3 глубже 7260 м. В небольшом количестве встречается в различных породах до глубины 11 355 м, но более характерен для трещиноватых разновидностей. Максимальная концентрация рутила (0,7%) зафиксирована в амфиболитах. Наиболее распространенная форма его выделения — микрозерна в трещинах, секущих породы, иногда в ассоциации с графитом, пиритом, галенитом, магнетитом. Кроме того, рутил образует точечные и более крупные изометрические зерна в ильмените, вплоть до полного его замещения. Поздние изменения рутила заключаются в замещении его сфеном. Химический состав рутила устойчив, количество примесей (Fe, Mn, Mg, Al) невелико (см. табл. 5.16).

*Сфен* развивается с глубины 5000 м и ниже, являясь одним из основных «рудных» минералов. Наиболее часто ассоциирует с ильменитом и рутилом, замещает ильменит. От степени развития сфена нередко зависит объем оксидной титановой минерализации в породах.

В некоторых частях разреза нередко реликтовые включения в нем халькопирита и пирита. Основная форма развития сфена — мелкая вкрапленность клиновидных и конвертоподобных кристаллов и неправильных овальных зерен и агрегатов среди других силикатов, каемки и неправильные включения в ильмените.

Химический состав сфена устойчивый (см. табл. 5.16), характерна небольшая примесь Fe и Al и незначительная — Mn и Mg.

**Циркон** эпизодически встречается в гнейсах и амфиболитах архейской части разреза в виде мелких (менее 0,1 мм) столбчатых, таблитчатых и изометрических зерен. Иногда зонален, часто трещиноват. Аналогичные индивиды циркона присутствуют в гнейсах и амфиболитах обрамления Печенгской структуры.

### 5.5. Об условиях формирования рудной минерализации

Протерозойский и особенно архейский комплексы являются полиметаморфическими образованиями, в связи с чем восстановление первичной природы ассоциирующей с ними рудной минерализации представляет собой весьма сложную, а в ряде случаев и неразрешимую на уровне наших знаний задачу.

Термодинамические и физико-химические условия различных этапов метаморфизма протерозойских и архейских образований в разрезе СГ-3 и районе ее заложения обсуждались неоднократно (Кольская сверхглубокая, 1984; Кременецкий, Овчинников, 1986; Магматические..., 1986 и др.). В настоящее время общепринятым является представление о полизональном характере прогрессивного протерозойского (печенгского) метаморфизма, термодинамические условия которого соответствуют пренит-пумпеллитовой фации в верхней части разреза печенгского комплекса, фации зеленых сланцев в его средней части и эпидот-амфиболитовой — в нижней; самая нижняя часть печенгского комплекса (ниже 6000 м) и весь архейский комплекс находятся в зоне амфиболитовой фации метаморфизма. Кроме того, широко распространены образования регрессивного метаморфизма и локального дислокационного метаморфизма. Этапы и условия раннего архейского метаморфизма не исследованы.

В связи с этим использование различных геотермометров и геобарометров для суждения об условиях формирования рудной минерализации во многих случаях оказывается неприемлемым, так как далеко не всегда возможна достоверная временная увязка силикатных, оксидных и сульфидных парагенезисов. Исключение составляет наиболее поздняя минерализация в зонах дислокационного метаморфизма, формирование которой соответствует низкотемпературным гидротермальным процессам (Кольская сверхглубокая, 1984; Козловский и др., 1988; Казанский и др., 1989 и др.). Но и в ней своеобразие рудных ассоциаций свидетельствует о

сложности процесса минералообразования. Не исключено, что часть новообразованных минералов в микробрекчиях имеет техногенную природу, так как на глубине 9,5–11,0 км температура (160–200°C) и давление (примерно 150 МПа) в буровом растворе соответствуют параметрам низкотемпературного гидротермального рудообразования. Это дает основание предполагать, что некоторые элементы могли извлекаться нагретыми растворами из тонкоизмельченного материала разрушаемых пород и из бурового инструмента и переотлагаться в микротрещинах в виде новых соединений. Но вряд ли такой механизм возможен для самородных золота, железа и кремния. Частое сонахождение самородных металлов и углеродистого вещества (графита) можно объяснить их совместным транспортом в составе восстановленного глубинного флюида в форме элементоорганических соединений (Казанский и др., 1989).

Для объяснения генезиса этой минерализации привлекается также модель (концепция) метаморфогенно-гидротермального рудообразования на основе гидрогенно-геохимического разуплотнения пород в процессе рифтового метаморфизма (Кременецкий, Овчинников, 1986; Кременецкий и др., 1990 и др.). На прогрессивном этапе метаморфизма происходит мобилизация рудных компонентов в поровые растворы и захоронение их здесь же внутри разуплотненных толщ, а на регрессивном этапе растворы могут перемещаться по трещинам в верхние этажи коры с образованием месторождений реометаморфического типа.

Об условиях формирования некоторых рудных ассоциаций можно судить по реликтам первичных парагенезисов, сохраняющихся в отдельных крупных телах ортоамфиболитов: например, хромит-магнетит-сульфидным в апоперидотитовых, магнетит-ильменитовым в апогаббровых амфиболитах и другим, отвечающим магматическим процессам. Если рассматривать такие парагенезисы рудных минералов, как пирротин-пентландит, пирротин-халькопирит-кубанит, халькопирит-борнит, в качестве продуктов распада твердых растворов, то можно ориентироваться на температурный интервал 610–250°C. Эти данные соответствуют нижним температурам образования парагенезисов, зарождение которых произошло при более высоких температурах.

Участие рудных минералов в различных метаморфических процессах очевидно — оно фиксируется многочисленными явлениями замещения моносльфидных парагенезисов дисульфидными и оксидными (например, пирротин-пирит-магнетит), оксидных — силикатными (ильменит-сфен). Это свидетельствует о неоднократной смене физико-химических условий минералообразования. Так, замещение пирротина пиритом и магнетитом, а ильменита сфеном и рутилом указывает на возрастание окислительных условий, а образование графита, самородного железа и других металлов — на существование восстановительной обстановки. Хорошо выраженная зональность некоторых индивидов пирита являет-

ся следствием неравномерного поступления элементов в метаморфизирующие растворы и т.д. Примечательно в этом плане поведение различных генераций ильменита: ранняя замещается гематитом (в протерозойском комплексе), сфеном и рутилом (в архейском комплексе), а поздняя замещает сфен и другие минералы. Так, на глубине 10017–10103 м в секущих трещинных зонах среди амфиболитов сфен замещается поздним ильменитом вместе с карбонатом и кварцем (иногда нацело), но при этом частично замещается гематитом и ранний ильменит амфиболитов.

Вместе с этим ряд парагенезисов рудных минералов обнаруживают довольно четкую приуроченность к определенным группам пород разреза, что отмечалось при описании главных типов оруденения. Так, парагенезис пентландит-халькопирит-пирротин ассоциирует преимущественно с гипербазитами протерозойского комплекса или с аогипербазитовыми амфиболитами архейского; магнетит-ильменитовый (нередко со сфеном, рутилом) — с гипербазитами, базитами, апогабброидными амфиболитами; пирит-магнетитовый (железистых кварцитов) — с гнейсами и др. Очевидно, это отражает первичную геохимическую специализацию тех или иных толщ и слагающих их пород, а также преобразование в процессе метаморфизма соответствующих рудных ассоциаций на месте, без существенного переноса. Исключение составляет поздняя гидротермальная минерализация, имеющая сквозной характер и характеризующаяся привнесением ряда элементов — золота, серебра, нередко кобальта (о чем свидетельствует обогащение им наружных зон метакристаллов пирита).

Для некоторых рудных минералов устанавливается влияние глубины на их состав и распространенность. Например, в архейском комплексе не обнаружены сульфиды никеля и кобальта, моносульфид макинавита; на глубоких горизонтах прослеживается дестабилизация составов пирротина, пентландита и пирита, выражающаяся в значительно большем, чем в приповерхностной части разреза, изменении содержания основных компонентов и повышении изоморфной емкости пирротина и пирита в отношении примесей никеля и кобальта. Эти факты могут рассматриваться как признаки проявления «консервации» твердых растворов сульфидов вследствие повышенных давлений и температуры на больших глубинах, хотя прямой корреляции не наблюдается. Возможно, с глубиной роль твердых растворов в сульфидных системах будет возрастать. К аналогичным явлениям можно отнести и так называемый спонтанный отжиг цирконов из архейских гнейсов и протерозойских гранитов, который выражается в восстановлении их структуры (нарушенной в процессе радиационного распада) при длительном нахождении в условиях высокой температуры (см. гл. 3). В оксидных парагенезисах на глубине наблюдаются иные явления: сами парагенезисы становятся малочисленнее (исчезает гомогенный титаномagnetит, хромшпинелиды присут-

ствуют только до глубины 9673 м), а составы минералов (магнетита, ильменита, рутила) приближаются к стехиометрическим, имеют низкий уровень примесей.

Исследование рудной минерализации в архейском обрамлении Печенгской структуры показало, что по набору рудных минералов, их парагенезисам, типам оруденения амфиболито-гнейсовые толщи северного и южного участков во многом сходны с определенными интервалами разреза архейского комплекса в СГ-3. Но в приповерхностной зоне архейских толщ главные сульфидные минералы обладают значительно более выдержанным составом, а примесь никеля и кобальта в пирротине и пирите далеко не достигает тех значений, которые обнаружены на глубоких горизонтах разреза. Оксидные парагенезисы в обрамлении разнообразны, составы главных минералов в них характеризуются большим количеством примесей, особенно в рудоносных гипербазитовых массивах, где выявлены различные шпинелиды и прослежен непрерывный ряд хромит — хроммагнетит — магнетит (Яковлев, Пахомовский, 1988).

Таким образом, сравнительный анализ показывает, что одним и тем же рудным ассоциациям в приповерхностной зоне и на глубоких горизонтах геоблока присущи как общие, так и отличительные особенности. При этом общие особенности характеризуют главные, определяющие черты того или иного типа оруденения, а отличительные — более «тонкие», касающиеся ряда деталей (строения рудных тел, распределения в них ряда элементов, состава и структуры минералов и т.п.). Вероятно, число таких отличий в дальнейшем будет увеличиваться по мере использования новых методов исследования, совершенствования аналитических методов и т.д. и в конце концов приведет к достоверному определению конкретных условий формирования рудных ассоциаций на определенных «этажах» земной коры. А в настоящее время можно констатировать, что во всем объеме доступного геопространства СГ-3 процессы рудообразования имели принципиально одинаковый характер. Конкретные условия формирования разнообразных рудных ассоциаций в истории развития данного блока земной коры и конкретных его участков могут быть выяснены в процессе дальнейших всесторонних исследований не только вскрытого СГ-3 разреза, но и района ее проходки. В конечном счете это будет способствовать более полной и точной оценке рудного потенциала геопространства СГ-3 — Печенгского геоблока земной коры.

## Выводы

1. Впервые дана полная характеристика рудной минерализации в породах всего вскрытого СГ-3 разреза (0–12262 м) и проведен сравнительный анализ условий ее развития и особенностей состава с аналогами из приповерхностной зоны геоблока (протерозойской Печенгской структуры и ее архейского обрамления).

2. Рудная минерализация установлена во всех породах разреза и включает более 40 минеральных видов, представленных классами самородных элементов и интерметаллидов (11 видов), сульфидов и их аналогов (22 вида), оксидов (8 видов) и силикатов (2 вида). Наиболее разнообразны собственно сульфиды (18 видов), среди которых преобладают соединения трех металлов — железа, никеля и меди. В классе оксидов самым распространенным является магнетит, часто встречается ильменит. Состав рудной минерализации в породах разреза СГ-3 отражает специфику рудообразования в геоблоке, известном крупными месторождениями сульфидных медно-никелевых руд и многочисленными проявлениями железистых кварцитов.

3. В породах архейской части разреза СГ-3 общее число рудных минеральных видов значительно больше (36), чем в породах протерозойской части (26), но концентрация их в последней во много раз превышает таковую в архейской. Самым высоким содержанием сульфидов (до 50–60%) отличаются туфогенно-осадочные породы ждановской свиты протерозоя и локализованные в них массивы гипербазитов (верлитов) с медно-никелевым оруденением. В архейском комплексе повышенные концентрации сульфидов (до 5–6%, а чаще 1–2%) наблюдаются главным образом в апобазитовых и апогипербазитовых амфиболовых породах. Оксиды в протерозойском комплексе сосредоточены в массивах гипербазитов и осадках кувернерийюкской и лучломпольской свит, а в архейском — преимущественно в гнейсах (железистые кварциты) и частью в апобазитовых амфиболитах (титаномagnetитовое оруденение).

4. Рудные минералы образуют парагенетические ассоциации, соответствующие определенным типам оруденения в геоблоке: медно-никелевому, колчеданному, редкометалльно-полиметаллическому, железорудному и др. Как правило, они тяготеют к определенным интервалам и породам, чем обусловлена определенная зональность их распределения. Большинство разновидностей оруденения в породах разреза СГ-3 имеет аналоги в приповерхностной зоне геоблока. Но в амфиболовых породах архейского комплекса разреза СГ-3 установлена платинометалльная минерализация, пока не выявленная в аналогичных породах амфиболито-гнейсового обрамления Печенгской структуры.

5. Для некоторых рудных минералов и парагенезисов прослежено влияние фактора глубины на их распространенность и состав. Так, в породах архейского комплекса разреза не обнаружены сульфоарсениды никеля и кобальта, моносulfид макинавита, гомогенный титаномagnetит. На глубоких горизонтах разреза наблюдается дестабилизация составов главных сульфидов, выражающаяся в широком изменении содержаний основных компонентов и повышении изоморфной емкости пирротина и пирита в отношении примесей никеля и

кобальта. Оксидные парагенезисы на больших глубинах становятся малочисленными, а составы минералов приближаются к стехиометрическим, с малым количеством примесей.

6. Рудная минерализация разреза СГ-3 и Печенгского геоблока является полихронной и полистадийной. Отдельные ее разновидности формировались в различных геодинамических обстановках и в дальнейшем испытывали неоднократные метаморфические преобразования. Рудные ассоциации возникали на протяжении длительного периода геологической истории: от верхнего архея до среднего палеозоя. К самым ранним относятся железистые кварциты и, вероятно, некоторые разновидности колчеданного оруденения в гнейсовых толщах, а к наиболее поздним — полиметаллические жилы. Но основная часть рудных образований связана с различными процессами протерозойского времени — осадконакоплением, магматизмом и метаморфизмом, сопровождавшими формирование Печенгско-Варзугской рифтовой структуры.

7. Выяснение первичных условий образования рудной минерализации, особенно в архейском комплексе, сильно затруднено проявлениями процессов метаморфизма. Анализ парагенетических ассоциаций свидетельствует о разнообразии обстановок локализации различных типов оруденения и многократной смене физико-химических условий их формирования. Реликты первичных парагенезисов сульфидов указывают на значительную роль твердых растворов в момент их возникновения и широкий температурный диапазон существования (610–250°C). Участие рудных минералов в метаморфических процессах фиксируется замещением моносulfидов дисulfидами и оксидами, а оксидов — силикатами.

8. Комплексный сравнительный анализ показывает, что однотипным рудным ассоциациям в приповерхностной зоне и на глубоких горизонтах геоблока присущи как общие, так и отличительные особенности, причем общие характеризуют главные, определяющие черты того или иного оруденения, а отличительные — более «тонкие», касающиеся ряда деталей. Это позволяет утверждать, что во всем объеме геопространства СГ-3 процессы рудообразования имели принципиально одинаковый характер. С большой долей вероятности можно предполагать, что оруденение различных типов существует и на более глубоких горизонтах — до 15–20 км от современного эрозионного уровня, т. е. до глубин, где сохраняются условия проявления хрупких деформаций, обеспечивающих циркуляцию рудоносных растворов. В практическом плане эти данные требуют проведения новой количественной оценки рудного потенциала геоблока и всей северо-восточной части Балтийского щита.

*Авторы признательны Ю. П. Смирнову за помощь в подборе образцов с рудной минерализацией из разреза СГ-3, А. А. Кременецкому за предоставленные сведения о золотоносности пород разреза СГ-3 и С. В. Соколову за материалы по медно-никелевому оруденению восточного фланга Печенгского рудного поля.*

## Литература

- Анализы минералов медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1983. 320 с.*
- Архейский комплекс в разрезе СГ-3 (под ред. Ф. П. Митрофанова). Апатиты: Изд. Кольского научного центра АН СССР, 1991. 186 с.*
- Ахмедов А. М. Гематитовые оолиты печенгского комплекса // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1972. Вып. 9. С. 135–137.*
- Ахмедов А. М. Железистые метаосадочные породы печенгского комплекса и их генезис // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1975. Вып. 4. С. 125–131.*
- Ахмедов А. М., Гавриленко Б. В., Предовский А. А. К геохимии золота в метаморфизованных осадочных породах печенгского комплекса // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1972. Вып. 3.*
- Ахмедов А. М., Ожигова Г. Р. Рудогенные элементы в пиритах из метаосадочных толщ печенгского комплекса // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. Вып. 10. С. 62–65.*
- Бакушкин Е. М. Распределение и вариации состава сульфидов в ходе дифференциации Карикъявских никеленосных массивов (Кольский полуостров) // Минералогия магматических и метаморфических пород Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1990. С. 73–85.*
- Балабонин Н. Л., Яковлев Ю. Н., Астафьева В. В., Воробец А. А. О геохимической специализации медно-никелевого и колчеданного оруденения Аллареченского района // Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1974. С. 185–194.*
- Балабонин Н. Л. Минералогия и геохимия колчеданного оруденения (северо-запад Кольского полуострова). Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1984. 157 с.*
- Богачев А. И., Горелов В. А., Кочнев-Первухов В. И. Основные черты строения и сульфидного оруденения междуречья Печенги-Лотты // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1964. Вып. 19. С. 306–312.*
- Боткунов А. И., Гаранин В. К., Готовцев В. В., Кудрявцева Г. П. Сульфидные включения в оливине из кимберлитовой трубки «Удачная» // ДАН СССР. 1979. Т. 247. № 4. С. 929–932.*
- Буланова Г. И., Шестакова О. Е., Лескова Н. В. Включения сульфидов в якутских алмазах. Зап. ВМО, 1982. № 5. Ч. III. С. 557–562.*
- Ветрин В. Р., Богданова А. Н., Полежаева Л. И. Состав и происхождение магнитных шариков из гранитоидов и метаморфических пород Кольского полуострова // Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986. С. 220–230.*
- Виноградова Г. А. Акцессорные минералы Каскельявского гранитоидного комплекса // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1967. Вып. 5. С. 105–114.*
- Виноградова Г. В., Гойко Е. А. Самородное железо из гранодиоритов северо-западной части Кольского полуострова // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1965. Вып. 4. С. 129–131.*
- Войтеховский Ю. Л. Минералогия медно-никелевых руд месторождения Карикъявр (Кольский полуостров) // Минералогия магматических и метаморфических пород Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1990. С. 60–72.*
- Глаголев А. А., Генкин А. Д., Казанский В. И. и др. Изучение эндогенных процессов по материалам сверхглубокого бурения // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987. С. 144–186.*
- Гольдберг Ю. И., Ежов С. В. Происхождение и возможное значение железистых кварцитов Аллареченского района // Геохимические критерии перспектив рудоносности метаморфических комплексов докембрия. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1978. С. 27–33.*
- Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968. 352 с.*
- Дистлер В. В., Филимонова А. А., Гроховская Т. Л., Лапутина И. П. Платиновые металлы в медно-никелевых рудах Печенгского рудного поля // Геология рудных месторождений. 1989. № 6. С. 3–17.*
- Ивлиев А. И., Гершенков А. Ш., Романюха А. М., Хавин В. Я. Графитовые руды горы Скалистой // Геология неметаллических полезных ископаемых Кольского полуострова. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1982. С. 57–69.*
- Казанский В. И., Новгородова М. И., Смирнов Ю. П., Боронихин В. А. Необычные минеральные ассоциации на нижних горизонтах Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений. 1989. № 6. С. 75–82.*
- Козловский Е. А., Губерман Д. М., Казанский В. И. и др. Рудоносность глубинных зон древней континентальной земной коры // Советская геология. 1988. № 9. С. 3–11.*
- Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.*
- Конников Э. Г., Орсов Д. А., Веселовский Н. Н., Глотов А. И. Распределение элементов платиновой группы в «рудном пласте Сопчи» Мончегорского plutона // Геология и геофизика. Новосибирск: СО РАН, 1993. № 4. Т. 34. С. 112–118.*
- Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.*
- Кременецкий А. А., Лапидус А. В., Скрябин В. Ю. Геолого-геохимические методы глубинного прогноза полезных ископаемых. М.: Наука, 1990. 223 с.*

- Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1995. 256 с.*
- Магматические и метаморфические комплексы пород Кольской сверхглубокой скважины //Труды ВСЕГЕИ. Т. 335. Л.: Недра, 1986. 228 с.*
- Маслеников В. А. Титаномагнетитовое оруденение в дифференцированных интрузивных телах //Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1961. С. 97-106.*
- Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 330 с.*
- Минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л.: Наука, 1981. 352 с.*
- Митрофанов Ф. П., Яковлев Ю. Н., Икорский С. В., Яковлева А. К. и др. Изменение состава минеральных фаз и микровключенных газов в разрезе архейского комплекса СГ-3 с глубиной //Тезисы докладов международного семинара «Сверхглубокое континентальное бурение и глубинные геофизические исследования». Ярославль, 1988. С. 225-226.*
- Митрофанов Ф. П., Яковлев Ю. Н., Дистлер В. В. и др. Кольский регион — новая платинометалльная провинция (геотектоническая позиция рудосносных ассоциаций, возрастные соотношения, типы руд, перспективы освоения) //Тезисы докладов совещания «Геология и генезис месторождений платиновых металлов». М., 1992. С. 9.*
- Митрофанов Ф. П., Яковлев Ю. Н., Дистлер В. В. и др. Кольский регион — новая платинометалльная провинция //Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 65-79.*
- Новые данные по геохронологии и геохимии изотопов докембрия Кольского полуострова. Ч. I и II. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1990. С. 33, 35.*
- Осокин А. С. Минеральный состав сульфидного оруденения в гипербазитах северного обрамления Печенгского синклинария //Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты, 1977. С. 98-111.*
- Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 232 с.*
- Полферов Д. В. Геология, геохимия и генезис месторождений медно-никелевых сульфидных руд. Л.: Недра, 1979. 294 с.*
- Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Геохимия Печенгского комплекса. Метаморфизованные осадки и вулканиты. Л.: Наука, 1974. 139 с.*
- Смолькин В. Ф. Два типа габбро-перидотитовых интрузивов в нижнем протерозое Кольского полуострова // Бюл. МОИП: отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 4. С. 87-99.*
- Смолькин В. Ф., Пахомовский Я. А. Парагенезис оливин-хромшпинелид в ультрамафитах Печенги и его петрогенетическое значение //Изв. АН СССР: Сер. геол. 1985. № 4. С. 15-35.*
- Федотова М. Г. Каледонская жильная минерализация Мурманского и Беломорского побережий Кольского полуострова. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1990. 32 с.*
- Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К. Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд. Л.: Наука, 1974. 330 с.*
- Яковлев Ю. Н., Нерадовский Ю. Н. О типоморфизме пирротина из пород и руд Печенгского района //Новые данные по минералогии магматических и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1986. С. 16-23.*
- Яковлев Ю. Н., Пахомовский Я. А. Изменение состава и структуры пентландита в процессе рудообразования. Условия образования медно-никелевых руд. Апатиты, 1978. С. 3-10.*
- Яковлев Ю. Н., Пахомовский Я. А. Типоморфизм магнетита медно-никелевых руд Аллареченского района //Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Ураина, Урала, Сибири и Дальнего Востока. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1988. С. 81-86.*
- Яковлев Ю. Н. Комплексное оруденение в базит-гипербазитах из разреза СГ-3 //Разведка и охрана недр. 1995. № 1. С. 18-20.*
- Desborough G. A., Czamanske G. K. Sulfides on Eclogite Nodules from a Kimberlite Pipe, South Africa, with comments on violarite stoichiometry //Amer. Miner. 1973. V. 58, № 3-4. P. 195-202.*
- Harris D. S., Nickel E. N. Pentlandite composition and association in some mineral deposits //Canad. Miner. 1972. V. 11. P. 861-878.*
- Mitrofanov F. P., Yakovlev Yu. N., Ikorsky S. V., Yakovleva A. K. et al. A Change in Composition of Rocks, Mineral Phases and Trapped Gases in The Kola Super-Deep Borehole (SD-3) Section of the Archean Complex with Depth //Super-Deep Continental Drilling and Deep Geophysical Sounding. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1990. P. 353-363.*

## Глава 6

**ОБЪЕМНЫЕ МОДЕЛИ И ГЕОДИНАМИКА ПЕЧЕНГСКОГО  
РУДНОГО РАЙОНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ****Введение**

Название Печенгский рудный район обычно ассоциируется с сульфидными медно-никелевыми месторождениями Печенгского и Аллареченского рудных полей. Начиная с капитального труда А. Е. Ферсмана (1941) «Полезные ископаемые Кольского полуострова», он рассматривается как составная часть «цветного пояса карелид», который протягивается через весь Кольский полуостров в северо-западном направлении и состоит из двух звеньев — собственно Печенгского и Имандра-Варзугского. Первоначально Печенга-Имандра-Варзугская зона рассматривалась как типичная раннепротерозойская геосинклиналь, позднее она была классифицирована как эпиконтинентальная рифтогенная структура, шовная или коллизионная зона и т. д. Разнообразие точек зрения на геотектоническую природу Печенга-Имандра-Варзугской зоны возросло после проходки СГ-3.

Свидетельства о неогеосинклинальной природе Печенга-Имандра-Варзугской зоны накапливались постепенно. По данным А. А. Предовского, Ж. А. Федотова и А. М. Ахмедова (1974), активные тектонические движения отразились только на составе нижних терригенных горизонтов Печенгской структуры, несогласно залегающих на архейских гранитоидных гнейсах. Г. Г. Дук (1977) отметила антидромный характер раннепротерозойского вулканизма. Согласно палеотектоническим построениям В. Г. Загородного и А. Т. Радченко (1988), Печенга-Имандра-Варзугская зона представляет собой внутриконтинентальный рифтовый пояс, который возник в центральной части удлиненного сводового поднятия. В дальнейшем осадочные и вулканогенные формации развивались независимо друг от друга. Первые отражают эволюцию эпиплатформенного грабена. Базальная терригенная формация указывает на быстрое понижение поверхности эрозии относительно прилегающих площадей, где в это время происходило химическое выветривание пород. Вышележащие терригенные свиты накапливались в субплатформенных условиях на фоне медленного погружения кристаллического фундамента. Хотя мощный спорадически проявлявшийся базальтоидный вулканизм подавлял осадочный литогенез, компенсированный характер прогибания сохранялся вплоть до среднего протерозоя, когда мощные тангенциальные тектонические

движения ознаменовали начало перехода к механизму тектоники плит и завершились внедрением габбро-верлитовых интрузий и лицко-арагубских гранитоидов.

Как структура шовного или мобильно-проницаемого типа Печенга-Имандра-Варзугская зона впервые была выделена К. О. Кратцем с соавторами (1978). Они отнесли ее к категории межблоковых структур первого порядка и в качестве их отличительных признаков указали на высокую проницаемость для мантийных магматических расплавов, интенсивные градиенты тектонических деформаций и метаморфизма и резкие гравитационные и магнитные аномалии. Последующие исследования поддержали эту интерпретацию с тектонической и металлогенической точки зрения (Металлогения..., 1980).

В монографии «Кольская сверхглубокая» (1984) Печенгский район охарактеризован как часть протерозойского внутриконтинентального подвижного пояса, который развивался в четыре этапа. К первому этапу относится отложение на размытой поверхности кольской серии пород тундровой серии, ко второму — проявление в субплатформенных условиях андезит-базальтового вулканизма, к третьему — накопление в подводной морской обстановке пикрит-базальтовых вулканитов и мощных терригенно-вулканогенных отложений, а также внедрение габбро-диабазовых и никеленосных габбро-верлитовых интрузий, и, наконец, четвертый этап охватывает складчато-разрывные дислокации и метаморфизм докембрийских пород.

Вскоре после выхода монографии «Кольская сверхглубокая» появились плейт-тектонические модели Печенга-Имандра-Варзугской зоны и Печенгской структуры как ее наиболее характерного элемента. А. А. Кременецкий и Л. Н. Овчинников (1986) высказали предположение, что две нижние вулканогенные свиты печенгского комплекса образовались во внутриконтинентальном рифте, а две верхние близки к толеит-коматитовой ассоциации архейской зеленокаменных поясов и возникли в океанической обстановке. А. Бертельсен и М. Маркер (Berthelsen, Marker, 1986) пришли к выводу, что Мурманский блок и блок Судварангер (Норвежско-Кольский блок) принадлежат к одному архейскому континенту, на краю которого 2,4–2,0 млрд. лет назад фор-

мировались осадочные и вулканогенные свиты печенгского комплекса. Архейские породы блока Инари и Лапландский гранулитовый пояс они рассматривают как части другого архейского континента, а метаморфические породы южного крыла Печенгской структуры — как островодужную ассоциацию. Предполагается, что сначала оба континента были разделены океаном, а в среднем протерозое в результате коллизии океаническая кора подверглась субдукции и опустилась в более глубокие горизонты земной коры. За последние десять лет появились и другие геодинамические модели Печенга-Имандра-Варзугской зоны, базирующиеся на идеях тектоники плит. В частности, Г. Гаал с соавторами предположили, что в северной части Балтийского щита эволюция раннепротерозойских структур соответствовала полному циклу Вильсона (Gaal et al., 1989). Не менее разнообразны и точки зрения на геодинамику Печенгского района, о чем будет сказано далее.

Казалось бы, межблоковый характер Печенга-Имандра-Варзугской шовной зоны, связь с ней магматизма и длительная многоэтапная история формирования должны четко коррелироваться с мощностью и разрезами континентальной земной коры. Однако совместный анализ геологической, геофизической и металлогенической информации по состоянию на конец 1970 — начало 1980 гг. не обнаружил таких прямых соотношений (Металлогения..., 1980).

В настоящей главе предпринята попытка ответить на некоторые из этих вопросов, опираясь на результаты исследований, проведенных во второй половине 1980 и первой половине 1990 гг. Они касаются объемного гравитационно-плотностного моделирования верхней коры западной и центральной части Кольского полуострова, глубинного строения и металлогении Печенгского рудного района и геодинамики Печенга-Имандра-Варзугской шовной зоны.

## **6.1. Трехмерные модели верхней коры района бурения СГ-3 и сопредельных территорий Кольского полуострова**

### **6.1.1. Трехмерная геофизическая модель**

Создание комплексной (интегральной) модели земной коры основывается на результатах сейсмических исследований коры с привлечением гравиметрических и геотермических данных, а также результатов петрофизического изучения пород коры. Применение такого комплексного подхода к интерпретации модельных и практических геофизических данных продемонстрировало достаточно уверенное восстановление трехмерного строения среды при условии, что взаимосвязи между физическими свойствами этой среды установлены надежно (Минц и др., 1994; Glaz-

nev et al., 1996). В целом расчет комплексной модели среды может рассматриваться как итерационный процесс решения прямых и обратных задач гравиметрии, геотермии и сейсмометрии (Буянов и др., 1989; Glaznev et al., 1996).

На основе региональных моделей (сейсмической и геотермической) было предпринято создание комплексной трехмерной геофизической модели верхней коры северо-запада Балтийского щита. В основу расчетов положено совместное решение обратной задачи гравиметрии и задачи сейсмической томографии (Буянов et al., 1995). В результате комплексной инверсии сейсмических и гравиметрических данных получены трехмерные скоростная и плотностная модели верхней коры региона, более детальные для тех блоков сетки, где имеется достаточное количество сейсмических лучей. Сейсмическая и плотностная модели согласованы с обобщенной скоростной и термической моделями коры щита и удовлетворяют с заданной точностью всем наблюдаемым геофизическим полям. Анализ полученных результатов позволил установить основные особенности трехмерного распределения скорости сейсмических волн и плотности пород верхних горизонтов земной коры.

Скоростная модель коры района приведена на рис. 6.1 (скорости продольных волн). В рамках этой модели Печенгская структура прослеживается на глубине 3 км по аномалии скорости до 6,35 км/с. Скоростная аномалия, отвечающая Лапландскому гранулитовому поясу (6,15–6,24 км/с на глубине 3 км и 6,24–6,36 км/с на глубине 5 км), также достаточно отчетлива (см. рис. 6.1). С увеличением глубины последняя смещается по направлению к Печенгской структуре. На глубинах 7–9 км скоростная аномалия, отвечающая породам Лапландского пояса, продолжает смещаться в направлении Печенгской структуры. Горизонтальное перемещение от положения на поверхности южного контакта гранулитов в западной и центральной частях пояса достигает 30–50 км. На глубине 9 км слабо проявленная аномальная зона Печенгской структуры объединяется с аномалией от Лапландского пояса, погружающегося ей навстречу.

На более глубоких горизонтах верхней коры (11–15 км) скоростные аномалии уменьшаются по относительной амплитуде и вытягиваются преимущественно в меридиональном направлении. Скоростные аномалии, связанные с Печенгской структурой и Лапландским поясом, на этих глубинах практически не фиксируются.

Плотностная модель коры приведена на рис. 6.2. На глубине 1–3 км Печенгская структура выделяется как высокоплотное тело (плотность более 2,80 г/см<sup>3</sup>), породам Лапландского гранулитового пояса отвечает плотность 2,75–2,83 г/см<sup>3</sup>, что соответствует петрофизическим данным. Область гранит-мигматитовых куполов Инари-Аллареченского района отличается пониженными значениями

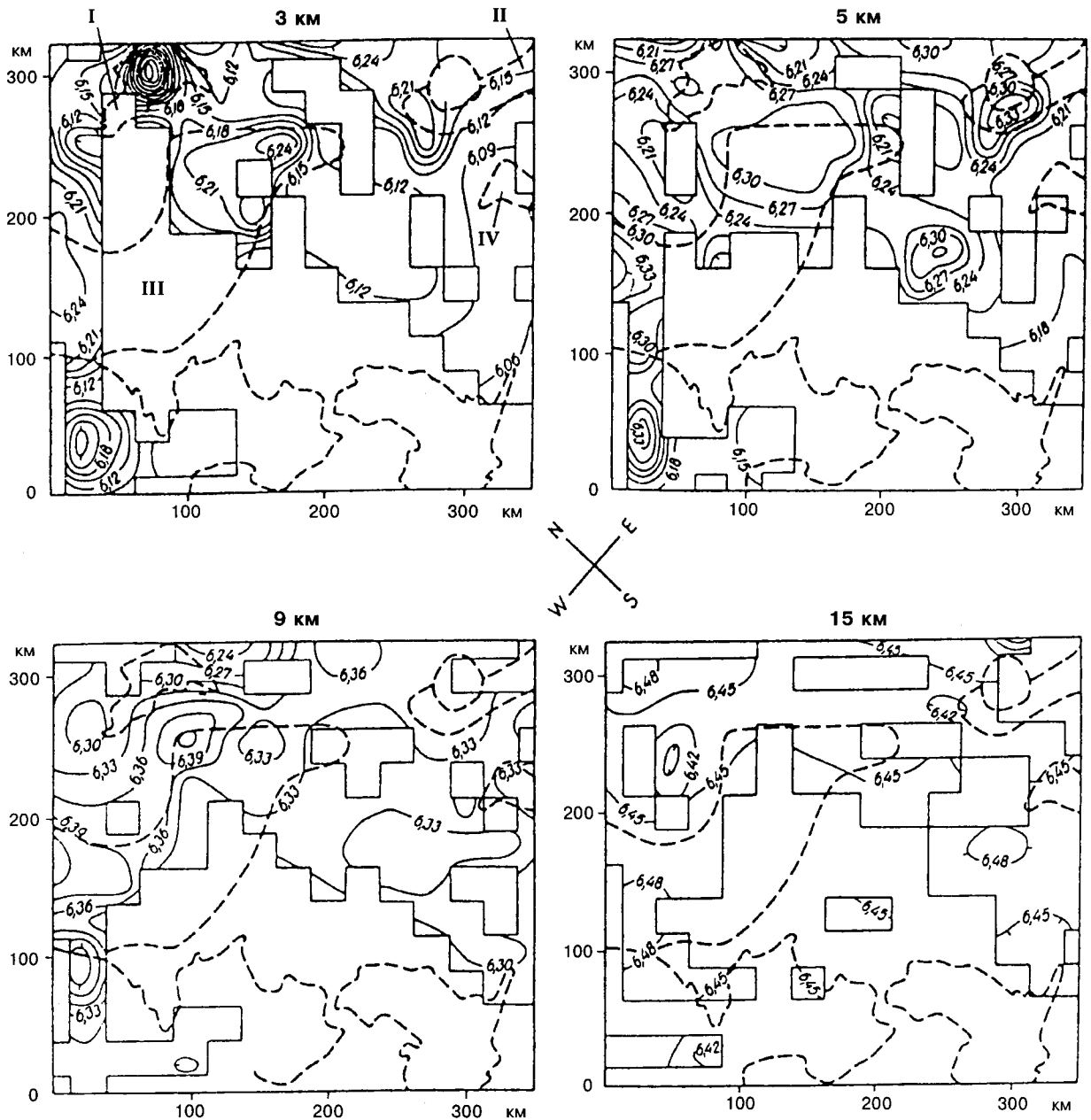


Рис. 6.1. Трехмерная скоростная модель (изолинии скоростей продольных волн, км/с); границы рисунка показаны на рис. 6.9 (Буянов et al., 1995):

геологические структуры: I — Печенгская; II — Имандра-Варзугская; III — Лапландский гранулитовый пояс; IV — Колвицкий гранулитовый пояс; 3; 5; 9; 15 км — глубина среза

плотности — 2,68–2,72 г/см<sup>3</sup>. К западу и юго-западу от Лапландского гранулитового пояса выделяется аномальная область с плотностью пород до 2,80 г/см<sup>3</sup>, пространственно приуроченная к сланцево-амфиболитовому комплексу, непосредственно подстилающему гранулиты. Эта плотностная неоднородность прослеживается только до глубины 3 км и незначительно смещается в северо-западном направлении, ее вертикальная мощность не превышает 2–4 км.

На более глубоких горизонтах (5–7 км) аномалия плотности пород Лапландского пояса смещается в северо-восточном направлении и примерно на глубине 7 км встречается с локальной положительной аномалией от пород печенгского комплекса. Судя по ориентировочным расчетам, ниже 7–9 км породы Печенгской структуры и Лапландского пояса располагаются примерно в 10–20 км к югу от выходов южной границы Печенги на поверхность.

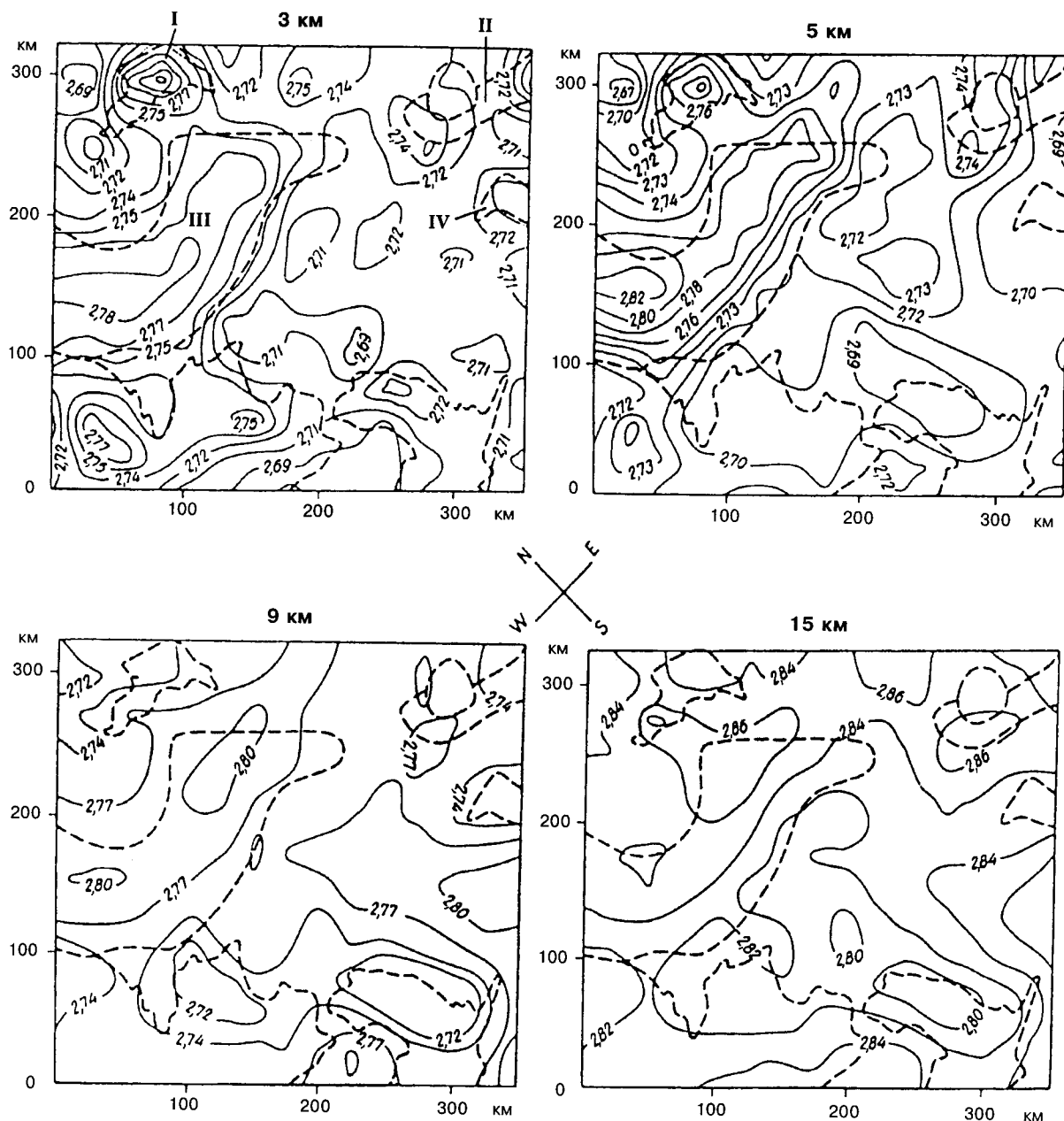


Рис. 6.2. Трехмерная плотностная модель (изолинии плотности,  $\text{г/см}^3$ ); границы рисунка показаны на рис. 6.9 (Виуанов et al., 1995). Обозначения геологических структур соответствуют рис. 6.1

На глубинах 9–11 км породы Печенги и Лапландского пояса слагают более узкую зону и характеризуются меньшей плотностью по сравнению с плотностью окружающих пород на тех же глубинах. На глубинах 13–15 км уже трудно отделить породы Лапландского пояса от пород средней части коры. На глубине, большей 15 км, плотностная дифференциация модели становится еще менее выразительной и отражает в основном распределение плотности в средней коре, связанное с общим

увеличением скорости сейсмических волн и плотности пород с глубиной.

Совместный анализ скоростной и плотностной моделей свидетельствует, что Печенгская структура погружается в южном направлении и практически не наблюдается ниже 7–9 км. Положение Печенгской структуры на глубине смещено относительно ее положения на поверхности на 20 км к югу, при этом ее мощность сокращается. Геологическое тело, отвечающее Лапландскому гранулитовому поясу, можно

представить как изогнутую линзовидную пластину («бумеранг» — по определению Ф. П. Митрофанова). По модельным характеристикам эта пластина четко фиксируется до глубин 13–15 км, но возможно ее продолжение в среднюю часть коры, до «гранулит-базитового» слоя, как это ранее отмечено при интерпретации данных для всей мощности коры по геотраверсу EU-3 (Митрофанов и др., 1992). Угол наклона пластины оценивается в 20–40°, ее подошва более пологая, чем кровля. Положение пластины на глубине смещается по сравнению с поверхностью примерно на 30–40 км к северо-востоку (в западной части) и к востоку (в восточной части), т. е. нижняя часть пластины приближается к Печенгской структуре.

Таким образом, в сейсмической и плотностной моделях региона находят подтверждение представления о надвиго-поддвиговом строении Печенга-Имандра-Варзугской зоны и покровно-надвиговом строении Лапландского пояса.

### 6.1.2. Трехмерная геолого-плотностная модель

При разработке модели были учтены результаты как геофизического, так и геодинамического моделирования (Минц и др., 1994): был сформулирован и реализован нетрадиционный метод объемного моделирования, подчеркнуто ориентированный на совместное истолкование геологических и геофизических данных, включающий следующие операции: 1) построение предварительной объемной геологической модели верхней коры, опирающейся на комплекс имеющейся геологической и геофизической информации и на охарактеризованную выше модель геодинамической эволюции региона; 2) ее трансформацию в начальную трехмерную плотностную модель; 3) корректировку начальной плотностной модели путем ее согласования с наблюдаемым полем силы тяжести; 4) взаимосвязанную корректировку предварительной и получение итоговой геологической модели.

На основании палеогеодинамических реконструкций в восточной части Балтийского щита предварительно были выделены два типа главных структур коры. Первый тип, образованный системами наклонно скученных плит и микроплит, включает два подтипа. Первый подтип отвечает чешуйчато-надвиговым ансамблям раннепротерозойских и отчасти позднеархейских шовных зон (зеленокаменных поясов). В пределах Кольского полуострова они представляют собой фрагменты древних коллизионных структур типа офиолитовых сутур фанерозоя. Второй подтип включает мощные надвиговые ансамбли, в которых к уровню современного эрозионного среза выдвинуты породы континентальной коры, образующие гранулитогнейсовые пояса. С этих позиций позднеархейский Центрально-Кольский и раннепротерозойский Лап-

ландский пояса рассматриваются в качестве фронтального и тыловодужного надвиговых поясов коллизионных систем. Второму типу коровых структур отвечают мигматит-гранитные и гранитогнейсовые своды и купола. Их формирование связано с всплыванием легких и пластичных масс в зонах гранитообразования и реоморфизма, которое приводило к протыканию и частичному разрушению наклонно скученных ансамблей.

Трансформация исходной геологической модели была основана на новейших петрофизических данных, заимствованных из отчетов и опубликованных материалов МОМКАГЭ ГНПП «Аэрогеология» и ГП «Севзапгеология» и из публикаций ГИ КНЦ АН СССР, а также полученных в последние годы в ходе региональных геологических исследований МОМКАГЭ и тематических работ ГИ КНЦ РАН. При этом были учтены изменения плотности горных пород с глубиной при давлении  $P$  и температуре  $T$ , отвечающих условиям существования верхней части современной континентальной коры региона. Поэтому итоговая геологическая модель была получена с помощью корректировки исходной геологической модели, т.е. путем приведения ее в соответствие с трехмерной петроплотностной моделью.

Итоговая модель строения верхней коры Кольского полуострова сохранила главные особенности предварительной модели, включая структурные особенности как обширного региона в целом, так и непосредственно района СГ-3 (Минц и др., 1994). В частности, продемонстрирована правомочность представлений о пластинообразной форме геологического тела, соответствующего поясу Печенга-Имандра-Варзуга, и получило дополнительное подтверждение покровно-надвиговое строение Лапландско-Колвицкого пояса. Подтверждена также вероятность протыкания покровно-надвиговых ансамблей и частичный захват плотных масс при всплывании куполов. Вместе с тем моделирование позволило выявить некоторые особенности геологического строения, отсутствовавшие в предварительной модели. В частности, следует считать с вероятностью того, что бурение СГ-3 предоставило нам некую среднюю характеристику подстилающего архейского комплекса, а его частное сечение через межкупольную область или даже через краевую часть гранит-мигматитового купола (рис. 6.3).

## 6.2. Локальные структуры и глубинное строение Печенгского рудного района

### 6.2.1. Предварительные замечания

Несмотря на многолетние исследования, геологические границы Печенгского рудного района точно не определены, а об его тектонике, истории

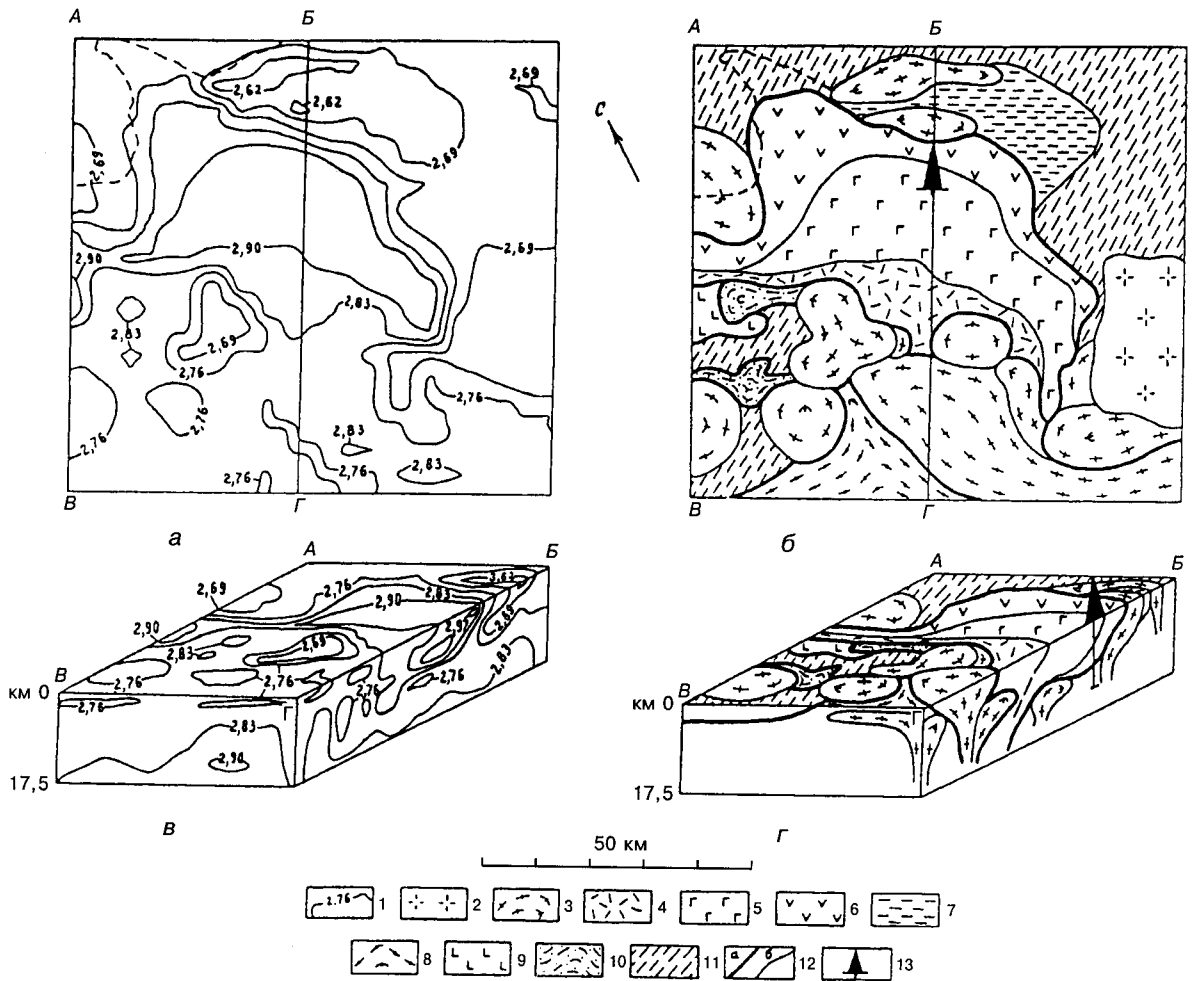


Рис. 6.3. Трехмерная модель геологического строения Печенгской структуры (границы рисунка показаны на рис. 6.9):

а — плотностная карта поверхности; б — геологическая карта поверхности; в — изометрическое сечение итоговой плотностной модели; г — изометрическое сечение итоговой геологической модели (составил М. В. Минц); 1 — изолинии плотности, г/см<sup>3</sup>; ранний протерозой: 2 — гранитоиды Лицко-Арагубского комплекса, 1,82 млрд. лет; 3 — гранит-мигматитовые и гранито-гнейсовые купола, 1,85 млрд. лет; комплексы пород Печенгской структуры: 4 — осадочные и известково-щелочные вулканические комплексы южного крыла, 1,94 млрд. лет; 5 — толеитовые пиллоу-лавы, включающие осадочный комплекс продуктивной толщи с телами габбро-верлитов, 1,96–2,11 млрд. лет; 6 — андезитобазальты и щелочные базальты, 2,2–2,33 млрд. лет; 7 — метаосадочный комплекс, зонально метаморфизованный от зеленосланцевой до амфиболитовой фации; комплексы пород Лапландского пояса: 8 — основные и кислые гранулиты; 9 — габбро-анортозиты; 10 — кианитсодержащие гранат-биотитовые сланцы (бластомилониты), гранатовые амфиболиты; 11 — поздний архей, гнейсоамфиболитовые комплексы Кольской и Беломорской микроплит; 12 — тектонические границы: а — надвиги, ограничивающие комплексы пород Печенгской структуры и Лапландского пояса, б — ограничения гранитогнейсовых и гранит-мигматитовых куполов (включая тела Лицко-Арагубских гранитоидов); 13 — СГ-3

развития и глубинном строении существуют противоречивые представления. Их количество возросло после проходки СГ-3.

Ключевое значение для геотектонических интерпретаций Печенгского района имеет проблема внутреннего строения и происхождения Печенгской структуры, заполненной раннепротерозойскими вулканогенными и осадочными породами и вмещающей крупные сульфидные медно-никелевые месторождения, ассоциированные с основными-ультраосновными интрузиями.

В монографии «Кольская сверхглубокая» (1984) объемная геологическая модель Печенгского рай-

она представлена в виде блок-диаграммы, которую составили В. С. Ланев и М. С. Русанов. Они присоединились к мнению тех исследователей, которые рассматривали Печенгскую структуру как грабен-синклиналь, и с учетом данных скважины СГ-3, глубинных грависейсмических исследований, повторной документации обнажений и мелких скважин по опорному разрезу, проходящему через сверхглубокую скважину, пришли к следующим выводам об условиях залегания печенгского комплекса. В северной и центральной части Печенгской структуры все маркирующие горизонты обладают сравнительно

положим центроклинальным падением в южных направлениях. Обратное северное падение, включая южное крыло, нигде не наблюдается. Максимальная мощность осадочно-вулканогенного печенгского комплекса устанавливается в центральной части Печенгской структуры и в непосредственной близости от Порьяташского разлома, где она достигает 8 км. Породы южного крыла сопоставимы с породами серий колосёйки и пильгуярви, но они гораздо сильнее рассланцованы и рассечены многочисленными продольными разломами, которые вмещают многочисленные пластовые тела дацит-андезитовых порфиритов. Эти разломы, судя по ступенчатому уменьшению силы тяжести, представляют собой систему параллельных ступенчатых взбросов с суммарной вертикальной амплитудой не менее 8 км (рис. 6.4, I).

Развивая свою идею о Печенга-Имандра-Варзугской шовной зоне, А. Бертельсен и М. Маркер (Berthelsen, Marker, 1986) выделили в Печенгской структуре три тектонических элемента (см. рис. 6.4, II). Первый из них соответствует двум нижним свитам печенгского комплекса и образовался в рифтогенном грабене с сопутствующим базальтоидным вулканизмом. Второй элемент, или две верхние свиты печенгского комплекса, возник в обстановке медленно погружавшейся пассивной континентальной окраины. Наконец, третий элемент, или южное крыло Печенгской структуры, представляет собой фрагмент примитивной островной дуги, ассоциированной с зоной субдукции вновь образованного океана. Вследствие продолжавшейся субдукции и полного поглощения океанической коры 2,0–1,9 млрд. лет назад произошла коллизия островной дуги и пассивной континентальной окраины, и раннепротерозойские вулканогенные и осадочные породы были надвинуты в виде серии чешуй на архейские породы Норвежско-Кольского блока. С некоторыми вариациями эта модель детально разработана В. А. Мележигом и Б. А. Стюртом (Melezhik, Sturt, 1994).

Прямо противоположную точку зрения о природе Печенгской структуры высказал А. И. Петров (1988). Он подчеркнул пространственную связь Печенгской структуры с обособленной гравиметрической аномалией и отнес ее к числу эксплозионных вулканотектонических депрессий центрального типа (см. рис. 6.4, III). Элементы симметрии Печенгской структуры и соответствующих им гравитационных и магнитных полей не совпадают с элементами симметрии мозаичных блоков фундамента, что указывает на решающую роль в формировании Печенгской структуры глубинного энергетического очага напряжений. По его мнению, в ненарушенном залегании сохранилось лишь северное крыло Печенгской структуры с характерным

концентрическим расположением разломов и горизонтов вулканических пород, в то время как южная часть некогда единой кольцевой структуры интенсивно рассланцована и рассечена крутопадающими разломами. Эти деформации относятся к концу среднего протерозоя и обусловлены надвигом масс с юго-запада.

Существуют и другие точки зрения о тектонике Печенгской структуры и ее архейского обрамления. Рассмотрение их выходит за пределы настоящего обзора.

### 6.2.2. О границах и металлогении Печенгского рудного района

Металлогению Печенгского района определяют прежде всего крупные сульфидные медно-никелевые месторождения (Медно-никелевые месторождения..., 1985). Однако они как бы отодвигают на второй план другие типы проявленного здесь оруденения. Анализ геологических и металлогенических данных по этому району и сопредельным территориям России, Норвегии и Финляндии позволяет говорить о Печенгском рудном районе как об изолированном сегменте древней континентальной земной коры со своей историей геологического развития и закономерным сочетанием разновозрастного и разнотипного оруденения (Казанский, Лобанов, 1996). Связь никеленосной Печенгской структуры с Печенга-Имандра-Варзугской шовной зоной отражает лишь один из элементов геологической истории Печенгского рудного района. Помимо сульфидных медно-никелевых месторождений Печенгского и Аллареченского рудных полей в его пределах располагаются архейские месторождения железистых кварцитов Судвангерера в Норвегии, раннепротерозойские проявления платинометаллической минерализации в мафических-ультрамафических интрузиях (гора Генеральская, Карик), разнотипные и разновозрастные (протерозойские и фанерозойские) месторождения и рудопроявления радиоактивных руд (Лицевское месторождение и др.), проявления гидротермальной свинцово-цинковой минерализации предположительно палеозойского возраста и, наконец, проявления золото-серебряного оруденения на глубоких горизонтах СГ-3, генезис которого во многом остается неясным. Возможным аналогом этого оруденения на поверхности является рудопроявление оз. Капля (рис. 6.5).

В таком более широком понимании Печенгский рудный район ограничен на северо-востоке Воронья-Колмозерской зоной разломов, на юго-востоке — Лицко-Арагубской и на северо-западе — Инари-Киркенесской зоной разломов. Сложнее обстоит дело с юго-западной границей Печенгского района. Мы считаем целесообразным включить в него и зону реоморфических гранитных куполов в южном

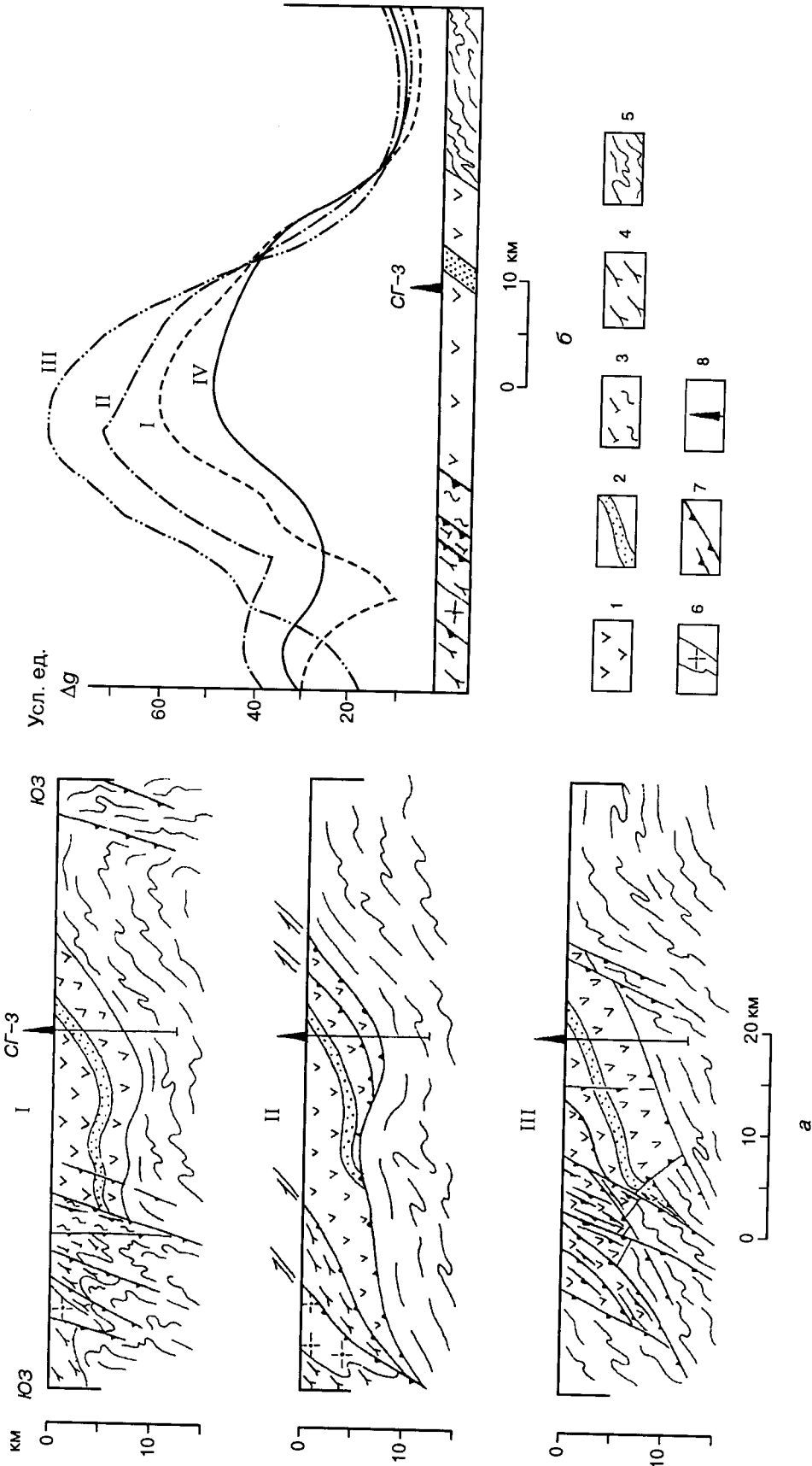


Рис. 6.4. Альтернативные модели глубинного строения Печенгской структуры в проекции на разрез через СГ-3 (а) и сопоставление наблюдаемого и расчетного гравиметрических профилей (б) (составили В. И. Казанский, К. В. Лобанов, Н. Н. Пиманова):  
 а — модели: I — грабен-синклинали Ланева и Русанова (Кольская сверхглубокая, 1984), II — коллизийной шовной зоны (Berthelsen, Matker, 1986), III — эксплозионного аппарата центрального типа (Петров, 1988); б — расчетные гравиметрические профили: I — для грабен-синклинали, II — для коллизийной шовной зоны, III — для эксплозионного вулканического аппарата; северная зона Печенги: 1 — наблюдаемый гравиметрический профиль; 2 — метавулканогенные и метасадочные породы, 2 — прдуктивная толща; южная зона Печенги: 3 — метавулканогенные и метаандезиты, 4 — метавулканогенные и метасадочные породы тундровой серии; 5 — гнейсы, мигматиты и амфиболиты кольской серии, 6 — реоморфические граниты, 7 — разломы; 8 — СГ-3



обрамлении Печенгской структуры и Аллареченское рудное поле. В этой интерпретации архейский фундамент Печенгского рудного района включает фрагменты архейского Норвежско-Кольского блока и блока Инари, а его протерозойские структурные элементы представлены северо-западным отрезком Печенга-Имандра-Варзугской шовной зоны с приуроченной к ней Печенгской структурой, Лицко-Арагубской цепочкой гранитоидных массивов и массивом Вайноспаа. Район рассечен многочисленными протерозойскими разломами, разделяющими его на тектонические блоки более высокого порядка. Некоторые протерозойские разломы, вероятно, унаследовали положение архейских дизъюнктивных структур, о чем, в частности, свидетельствует торцовое сочленение гнейсов кольской серии по разные стороны Лицко-Арагубской зоны разломов и развитие в этой зоне аномальных дисгармоничных складок гнейсов и будинированных амфиболитов.

Рудные месторождения Печенгского района либо входят в более протяженные металлогенические пояса (железистые кварциты, платинOMETАЛЛЫЕ рАССЛОЕННЫЕ интрузИИ), либо присущи именно этому району (сульфидные медно-никелевые месторождения, урановые месторождения и рудопоявления, свинцово-цинковые жилы).

Архейским железистым кварцитам Судварангера, сульфидным медно-никелевым месторождениям Печенгского и Аллареченского рудных полей, а также свинцово-цинковым месторождениям на побережье Баренцева моря посвящена обширная литература. Поэтому далее приведены сведения о менее известных типах рудной минерализации Печенгского района.

ПлатинOMETАЛЛЫЕ массивы Печенгского района входят в платиноносный пояс длиной около 300 км, протягивающийся в северо-западном направлении параллельно Печенга-Имандра-Варзугской шовной зоне (Митрофанов и др., 1995). В Печенгском рудном районе известно два таких массива: гора Генеральская и Карик. Массив гора Генеральская непосредственно перекрывается ба-

зальными конгломератами печенгского осадочно-вулканогенного комплекса, и возраст слагающих его габбро-норитов с помощью изохронного Sm-Nd метода определен в  $2453 \pm 42$  млн. лет (Balashov et al., 1993). Габбро-нориты интенсивно рассланцованы и кроме рассеянной сульфидной медно-никелевой минерализации содержат вкрапленность разнообразных минералов платиновой группы (меренскит, сперрилит, котульскит, холлингвортит, теллуропалладинит и др.), а также гессит, сульфоарсениды никеля и кобальта и др. (Барков и др., 1994). В габбро-гипербазитовой интрузии Карик ведущая роль принадлежит рутений-, осмий-, и иридийсодержащим арсенидам и сульфоарсенидам при незначительном участии палладиевых висмутотеллуридов и отсутствии сульфидных минералов.

Сведения об ураноносности Печенгского района, опубликованные А. В. Савицким и др. (1995), представляют исключительный интерес для понимания тектоники и металлогении района. В существующих интерпретациях архейские комплексы фигурировали в качестве субстрата, в котором развивались процессы повторного метаморфизма, реоморфизма и роста гранитных куполов. Данные А. В. Савицкого и его соавторов доказывают, что, начиная с позднего архея, и в течение раннего и среднего протерозоя, происходило интенсивное перераспределение тория, урана и редких земель. Урановое оруденение тяготеет к Лицко-Арагубской полосе гранитоидных интрузий и к разломам меридионального простирания и в подавляющей своей части локализуется в метаморфических породах кольской серии. Наиболее значительные скопления урановых руд установлены на Лицевском месторождении, которое находится вблизи одноименного гранитного массива в биотитовых и биотит-силлиманитовых гнейсах и мигматитах кольской серии. Радиологические датировки по ураниниту свидетельствуют о том, что основная масса урановых руд образовалась 1750–1650 млн. лет назад, более молодые (400–300 млн. лет) настурановые руды возникли во время палеозойской тектономагматической активизации региона.

**Рис. 6.5. Схема геологического строения (а), тектонического районирования (б) и гравиметрических аномалий (в) Печенгского рудного района (составили В. И. Казанский, К. В. Лобанов с использованием данных В. С. Ланева, М. С. Русанова (Кольская сверхглубокая, 1984), А. В. Савицкого и др. (1995) и других исследователей):**

раннепротерозойский комплекс: 1 — метавулканыты и метаосадочные породы (а) и метаандезиты (б) южного крыла Печенгской структуры, 2 — метавулканогенные и метаосадочные породы тальинской свиты, 3 — метавулканогенные и метаосадочные породы печенгского комплекса, 4 — метаосадочные породы ждановской свиты (продуктивной толщи), 5 — метавулканогенные и метаосадочные породы нерасчлененные; архейский комплекс: 6 — гнейсы, мигматиты с прослоями амфиболитов, 7 — железорудная формация; 8 — интенсивно гранитизированные гнейсы; 9 — среднепротерозойские гранитоиды лицко-арагубского комплекса; 10 — протерозойские реоморфические граниты; 11 — раннепротерозойские мафические-ультрамафические породы; 12 — архейские гранитоиды; 13 — разломы; 14 — демаркационные зоны разломов; 15 — архейские месторождения железистых кварцитов (С — Судварангер); 16 — раннепротерозойские платинOMETАЛЛЫЕ рудопоявления (Г — гора Генеральская, К — Карик); 17 — раннепротерозойские сульфидные медно-никелевые месторождения (а) и рудопоявления (б): Печ — Печенгское рудное поле, Ал — Аллареченское рудное поле, Л — рудопоявление Пасвик; 18 — урановые месторождения (а) и рудопоявления (б): Л — Лицевское месторождение; 19 — свинцово-цинковые рудопоявления; 20 — золоторудное рудопоявление; тектонические элементы Печенгского рудного района: Му — Мурманский блок, Н-К — Норвежско-Кольский блок, Ин — блок Инари, П-с — северное крыло Печенгской структуры, П-ю — южное крыло Печенгской структуры, П-П — пояс Пасвик-Полмак; демаркационные зоны разломов: Л-А — Лицко-Арагубская, И-К — Инари-Киркенесская, В-К — Воронья-Колмозерская

### 6.2.3. Формализация и сопоставление разреза СГ-3 и опорного профиля на поверхности, оценка альтернативных моделей

В изучении разреза СГ-3 участвовали около 30 научных и производственных организаций. В результате разрез был изучен геологическими, геохимическими и геофизическими методами с детальностью, не имеющей аналогов в мировой практике (Кольская сверхглубокая, 1984). Однако интерпретацию результатов бурения затруднили два обстоятельства: во-первых, описательный характер данных по скважине в виде колонок, диаграмм, каротажных кривых, т.е. в форме, недоступной для машинной обработки; во-вторых, диспропорция между очень детальными сведениями по СГ-3 и фрагментарными наблюдениями на поверхности, а также отсутствие сопоставимых данных по южному крылу Печенгской структуры.

В связи с этим сотрудниками ИГЕМ и ВНИИгеосистем в 1990–1994 гг. были проведены совместные работы по корреляции разреза СГ-3 и опорного профиля на поверхности с использованием компьютерных технологий и новых геохронологических и гравиметрических данных (Казанский и др., 1993, 1994). Для сопоставлений были использованы представительные серии структурно-петрофизических образцов по опорному профилю, проходящему от побережья Баренцева моря до Аллареченского рудного поля. Эти образцы были изучены теми же методами, что и образцы из керна СГ-3. Ранее было установлено, что плотность  $\sigma$  горных пород является наиболее информативным показателем их исходного состава, а значение коэффициента анизотропии скоростей продольных волн  $K_{vp}$  отражает интенсивность тектонических деформаций, синхронных с прогрессивным метаморфизмом пород (Лобанов и др., 1989).

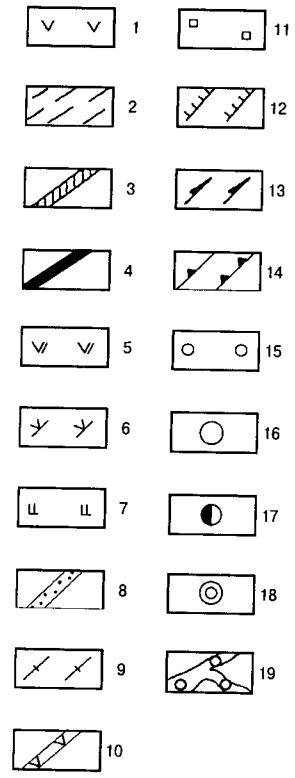
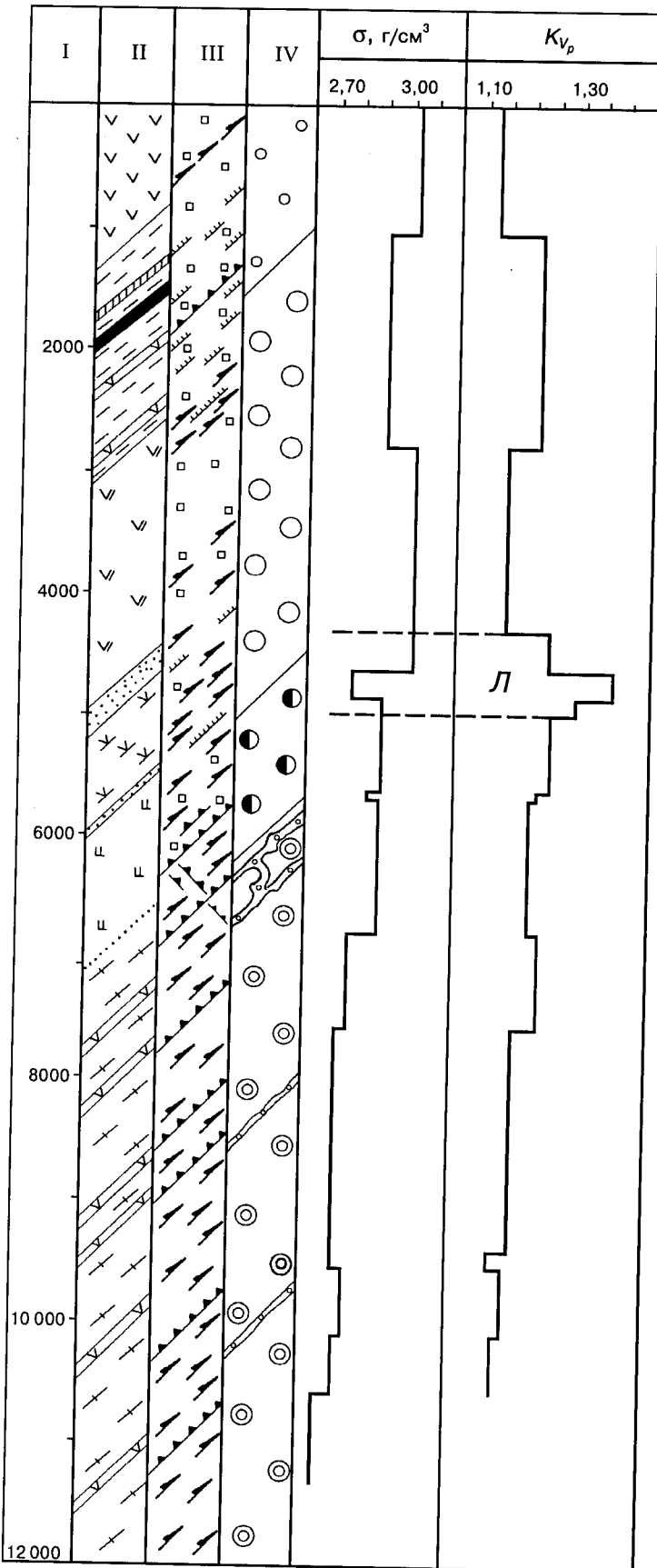
Эти два параметра и были использованы для формализованного описания и корреляции разреза СГ-3 и опорного профиля на поверхности. В результате печенгский комплекс в разрезе скважины СГ-3 разделен на три формализованных элемента: верхний отвечает метавулканитам серии пильгуярви, средний — продуктивной толще и нижний — остальным сериям печенгского комплекса. Разрез кольской серии рассматривается в качестве четвертого элемента. По результатам частных измерений вычислены средние значения плотности и  $K_{vp}$  по типам пород, а затем по свитам и элементам. Отдельно выделена зона Лучломпольского разлома, играющего важную роль в тектонике Печенгской структуры. В интервале 0–6000 м интенсивность прогрессивного метаморфизма увеличивается от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фации,

а ниже все породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации (рис. 6.6).

Так, нижнюю часть вулканогенной серии пильгуярви характеризуют высокие значения плотности пород ( $3,01 \text{ г/см}^3$ ) и минимальные значения коэффициента  $K_{vp}$  (1,13). Резкую гетерогенность продуктивной толщ по литологическому составу пород еще более усиливают многочисленные согласные зоны рассланцевания. Наименее деформированы метабазиты, наиболее интенсивно — филлиты и метаультрабазиты на контакте с ними. Установлены два интервала концентрации зон рассланцевания: 1540–1810 и 2250–2800 м. В разрезе печенгского комплекса продуктивная толща выделяется своей большой мощностью, пониженной плотностью пород ( $2,90 \text{ г/см}^3$ ) и повышенными значениями коэффициента  $K_{vp}$  (1,23).

Нижележащие серии печенгского комплекса (2805–6842 м) характеризуются преобладанием вулканогенных пород над осадочными. Состав вулканогенных пород изменяется вниз по разрезу от базальтов с прослоями пикритов (серия колосйоки) через щелочные железистые базальты и трахибазальты (серия куэтсарви) до андезитобазальтов, андезитов и андезитодацитов (серия ахмалахти). Соответственно средняя плотность вулканогенных пород также уменьшается сверху вниз от  $3,02$  до  $2,87 \text{ г/см}^3$ . Метабазальты серии колосйоки в своей верхней и средней части почти не деформированы и сохраняют реликтовые массивные и шаровые текстуры. По мере приближения к Лучломпольскому разлому в метабазальтах появляются неясносланцеватые разности, которые, в свою очередь, сменяются струйчатыми и очково-сланцеватыми blastомилонитами и blastокатаклазитами. Глубина 4340 м служит тем рубежом, ниже которого все вулканогенные и осадочные породы интенсивно рассланцованы и перекристаллизованы. Состав и парагенезисы минералов этих тектонитов соответствуют положению Лучломпольского разлома в вертикальной метаморфической зональности. Коэффициент  $K_{vp}$  в зоне Лучломпольского разлома увеличивается от 1,06 до 1,37. Ниже по разрезу сланцеватые метабазальты и метаандезиты серий куэтсарви и ахмалахти также характеризуются высокими значениями  $K_{vp}$  (от 1,22 до 1,25). Именно эти факты свидетельствуют о закономерной связи между метаморфизмом и деформациями горных пород и их анизотропией по упругим свойствам (Казанский и др., 1985).

Породы кольской серии также обладают гранобластическими сланцеватыми текстурами. Но в отличие от пород печенгского комплекса все они в той или иной степени гранитизированы. Гранитизация интенсивно проявлена в гнейсах и слабее в амфиболитах. Кольская серия отличается от печенгского



**Рис. 6.6. Формализованный разрез Кольской сверхглубокой скважины (составили В. И. Казанский, А. В. Кузнецов, К. В. Лобанов):**

I — глубина, м; II — породы; III — текстуры пород; IV — фации метаморфизма; 1 — metabазальты и пикриты свиты матерт; 2 — метаосадочные породы ждановской свиты; 3 — основные интрузии; 4 — никеленосные основные-ультраосновные интрузии; 5 — metabазальты заполярнинской свиты; 6 — рассланцованные базальты и трахибазальты пиртиярвинской свиты; 7 — рассланцованные метаандезиты и андезитобазальты маярвинской свиты; 8 — рассланцованные метаосадочные породы лучломпольской, кувернеринйокской, телевинской свит; 9 — гнейсы и мигматиты кольской серии; 10 — амфиболиты кольской серии; текстуры пород: 11 — массивные и шаровые реликтовые; 12 — слоисто-сланцеватые; 13 — кристаллически-сланцеватые; 14 — катакlastические; фации метаморфизма: 15 — пренит-пумпеллитовая; 16 — зеленосланцевая; 17 — эпидот-амфиболитовая; 18 — амфиболитовая; 19 — зеленосланцевая регрессивная; Л — Лучломпольский разлом

комплекса меньшей плотностью пород ( $2,76 \text{ г/см}^3$ ) и характеризуется меньшим по сравнению с сериями куэтсарви и ахмалахти значением коэффициента  $K_{V_p}$  (1,18).

Результаты исследования образцов с поверхности хорошо согласуются с материалами по СГ-3 в отношении исходного состава пород, интенсивности их деформаций и степени метаморфизма (рис. 6.7). Основные вулканы серии пильгуярви обладают максимальной плотностью ( $3,01 \text{ г/см}^3$ ) и невысокими значениями  $K_{V_p}$  (1,15). В продуктивной толще средняя плотность пород ниже ( $2,87 \text{ г/см}^3$ ), а упругая анизотропия выше ( $K_{V_p} = 1,18$ ). Ниже продуктивной толщи плотность метавулканитов последовательно снижается (от  $3,00$  до  $2,84 \text{ г/см}^3$ ), но сохраняет более высокие значения, чем в породах кольской серии. Лучломпольскому разлому присущи максимальные значения анизотропии пород ( $1,25$ – $1,30$ ) на северном крыле Печенгской структуры. Ниже этого разлома в сланцеватых метавулканитах серий куэтсарви и ахмалахти фиксируется общее возрастание коэффициента анизотропии. Однако абсолютные значения  $K_{V_p}$  на поверхности здесь ниже, чем в разрезе СГ-3.

На поверхности собраны гораздо более полные данные о породах кольской серии, чем по СГ-3. Они подтверждают существование к северо-востоку от Печенгской структуры серии тектонических блоков и позволяют формализовать эти блоки по плотности и  $K_{V_p}$ . На этом фоне межблоковые разломы фиксируются по несколько пониженной плотности и максимальным значениям  $K_{V_p}$ .

В дополнение к разрезу СГ-3 по материалам опорного профиля охарактеризовано южное крыло Печенгской структуры. Пороярвинский блок, который вытянут вдоль Порьиташского разлома и сложен сланцеватыми метаандезитами, метабазами и метаосадочными породами, имеет несколько пониженную плотность ( $2,90 \text{ г/см}^3$ ) по сравнению с метавулканитами серии пильгуярви. В то же время для него типичны устойчивые повышенные значения  $K_{V_p}$  ( $1,20$ – $1,30$ ), что выделяет этот блок как наиболее мощную ( $2$ – $4 \text{ км}$ ) зону деформаций Печенгской структуры. Тольпвыдский блок, сложенный главным образом реоморфическими гранитами, имеет низкие значения плотности и  $K_{V_p}$  (соответственно  $2,72 \text{ г/см}^3$  и  $1,17$ ), Аллареченский блок характеризуется близкими параметрами (плотность  $2,74 \text{ г/см}^3$ ;  $K_{V_p} = 1,15$ ). Тундровый блок, находящийся к северо-западу от опорного профиля, обособляется по высокой средней плотности пород ( $2,92 \text{ г/см}^3$ ) и небольшим значениям коэффициента  $K_{V_p}$ . Его высокая средняя плотность обусловлена широким распространением основных кристаллических сланцев и биотит-амфиболовых гнейсов.

Приведенные данные о вариациях плотности пород в разрезе СГ-3 и по опорному профилю были использованы для оценки альтернативных моделей и для разработки интегральной модели путем сравнения фактического гравитационного профиля с расчетными (Казанский и др., 1994). Как видно на рис. 6.4, ближе всего располагаются фактические и расчетные кривые в модели грабен-синклинали. Для остальных альтернативных моделей характерны резкие расхождения этих кривых.

Сведения об анизотропии горных пород по упругим свойствам, как показателе интенсивности тектонических дислокаций, оценивались путем сравнения фрагментов геологической карты и разрезов, т.е. визуально. Они лучше всего отвечают коллизии модели. Две другие модели занимают промежуточное положение: в них отражено интенсивное расщепление пород в южном крыле Печенгской структуры, но не учитывается наличие крупных согласных зон расщепления в низах печенгского комплекса на северном крыле. Последние данные о возрасте докембрийских пород Печенгского района накладывают дополнительные ограничения на три модели. Так, признание разного возраста пород северного и южного крыла исключает модель асимметричного синклинория и не согласуется с моделями грабен-синклинали и эксплозионного вулканического аппарата. Коллизии модель в этом отношении лучше всего отвечает имеющимся возрастным датировкам протерозойских пород.

При этом каждая из моделей содержит положительные элементы. Модель грабен-синклинали точнее всего отражает пространственное расположение блоков архейских и протерозойских пород. В эксплозионной модели Печенгская структура отнесена к структурам центрального типа. Коллизии модель рассматривает Печенгскую структуру в динамике как результат совмещения двух разнородных серий пород, слагающих северное и южное крыло.

#### 6.2.4. Интегральная глубинная геодинамическая модель Печенгского рудного района

Ограничения интегральной модели базируются, с одной стороны, на результатах изучения СГ-3, а с другой — на дополнительных материалах наземных исследований (Казанский и др., 1994).

Ограничения модели по данным СГ-3:

1. В интервале  $6,8$ – $12 \text{ км}$  скважина прошла по гнейсам, мигматитам и амфиболитам, не обнаружив предполагаемого базальтового слоя древней континентальной земной коры.

2. На контакте между кольской серией и печенгским комплексом в скважине не обнаружено ни

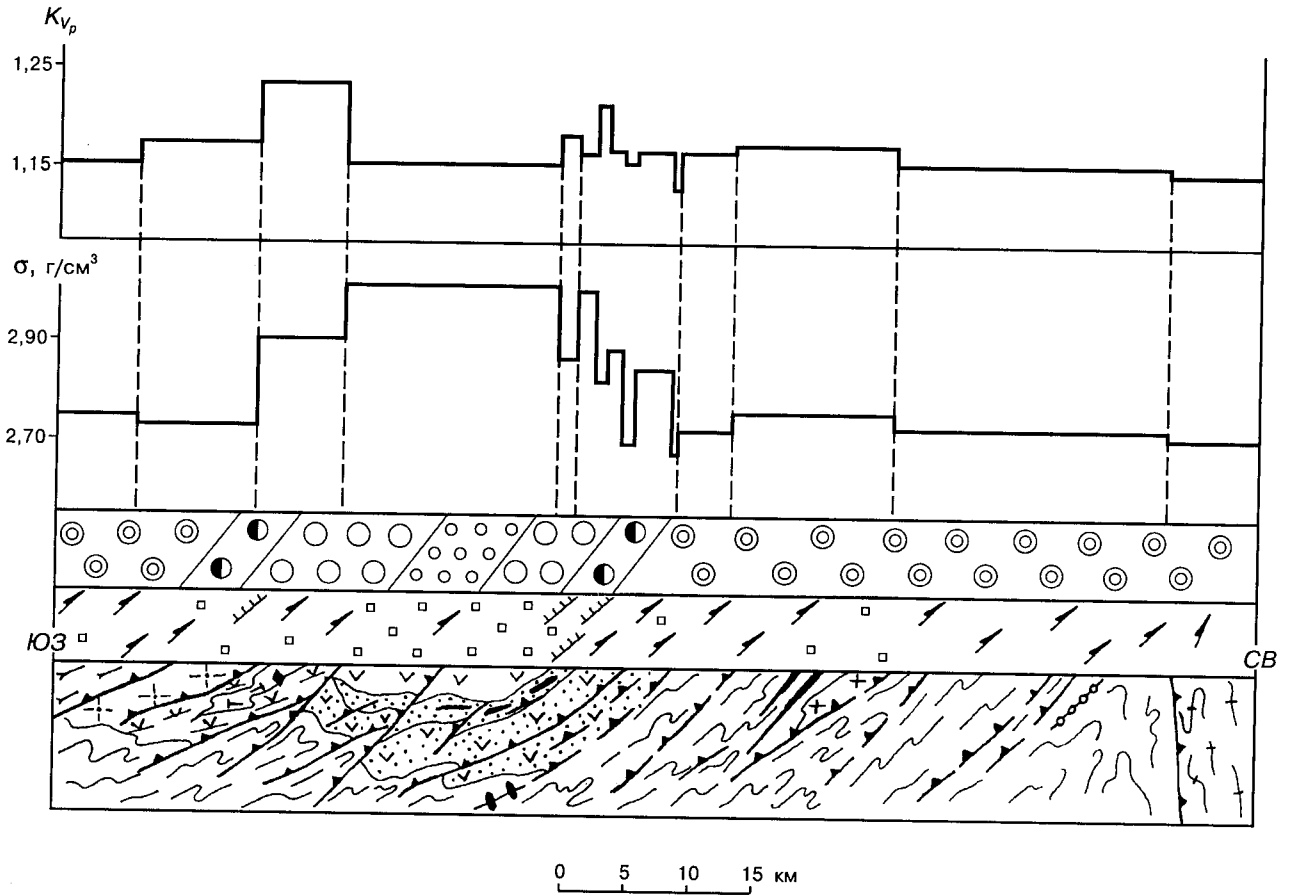
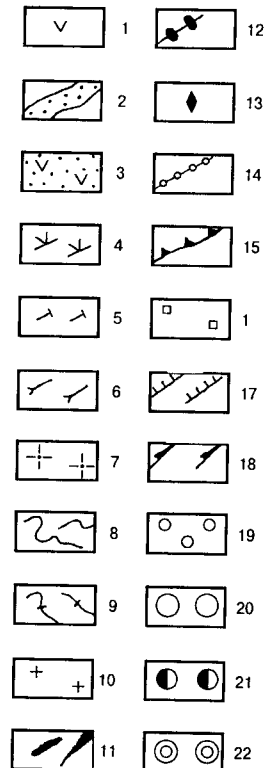


Рис. 6.7. Формализованный опорный профиль через Печенгский рудный район [составили А. В. Кузнецов, К. В. Лобанов с использованием материалов В. П. Петрова, З. М. Волошиной (1995)]:

северное крыло Печенгской структуры: 1 — metabазальты свиты матер, 2 — метаосадочные породы ждановской свиты; 3 — рассланцованные metabазальты и метаандезитобазальты заполяринской, пиртиярвинской и маярвинской свит; южное крыло Печенгской структуры: 4 — метавулканыты и метаосадочные породы; 5 — метаандезиты; 6 — метавулканыты и метаосадочные породы тальинской свиты; 7 — реоморфические плагиомикроклиновые граниты; 8 — гнейсы, мигматиты и амфиболиты кольской серии; 9 — интенсивно гранитизированные гнейсы Мурманского блока; 10 — архейские гранитоиды; 11 — никеленосные основные-ультраосновные интрузии; рудная минерализация: 12 — железотитановая; 13 — золоторудная; 14 — полиметаллическая; 15 — разломы; текстуры пород: 16 — массивные и шаровые реликтовые; 17 — слоистосланцеватые; 18 — кристаллически-сланцеватые; Фации метаморфизма: 19 — пренит-пумпеллиитовая; 20 — зеленосланцевая; 21 — эпидот-амфиболитовая; 22 — амфиболитовая



углового или структурного несогласия, ни метаморфического перерыва. И те, и другие породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и интенсивно рассланцованы и перекристаллизованы.

3. На всем вскрытом интервале (0–6,8 км) печенгский комплекс обладает устойчивым моноклинальным падением и удивительной выдержанностью осадочных пород, разделяющих более мощные вулканические толщи.

4. Важную роль в структуре печенгского комплекса играют зоны рассланцевания согласного типа. Они возникли синхронно с прогрессивным метаморфизмом, интенсивность которого с глубиной возрастает от пренит-пумпеллитовой до амфиболитовой фации.

5. В верхней части разреза эти зоны сконцентрированы в продуктивной толще и развиваются на контактах пород различного состава. В зоне Лучломпольского разлома и ниже него влияние литологического состава пород отходит на второй план, и все деформированные породы обладают четкой анизотропией в отношении текстур, структур и упругих свойств.

6. В интервале 6–11 км сланцеватые амфиболиты, гнейсы и мигматиты рассечены зонами трещиноватости, дробления и катаклаза, которые сопровождаются низкотемпературным регрессивным метаморфизмом.

7. Во всем вскрытом диапазоне глубин древняя континентальная кора содержит рудную минерализацию: сульфидные медно-никелевые руды в продуктивной толще, гидротермальную жильную минерализацию в низах печенгского комплекса, золото-серебряное и другое оруденение в кольской серии.

8. Никеленосные основные-ультраосновные интрузивы и ассоциированные с ними сульфидные медно-никелевые месторождения генетически связаны с наиболее поздними вулканитами печенгского комплекса и входят в единый вулканоплутонический комплекс.

Ограничения по наблюдениям на поверхности:

1. Почти изометричная Печенгская структура заполнена двумя разновозрастными вулканогенно-осадочными сериями. Для северного крыла характерен базальтоидный вулканизм в интервале от 2,4 до 2,0 млрд. лет, для южного — андезитовый вулканизм в диапазоне 1,9–1,7 млрд. лет.

2. Вулканогенно-осадочный печенгский комплекс возник на консолидированном и размытом кристаллическом фундаменте в условиях рифтогенеза и последующего длительного прогибания. В современной структуре района он тектонически совмещен с породами южного крыла, а те, в свою очередь, — с зоной реоморфических гранитных куполов.

3. Крупные разломы расчленяют Печенгский район на серию тектонических блоков, которые различаются по литологическому составу, интен-

сивности тектонических деформаций, плотности и упругой анизотропии пород.

4. Почти изометричные очертания Печенгской структуры повторяются положительной гравитационной аномалией, которая охватывает северное и южное крыло и резко выделяется на более низком гравитационном поле архейских пород Норвежско-Кольского блока и блока Инари (см. рис. 6.5, в).

Разрез разработанной с учетом этих ограничений модели изображен на рис. 6.8.

Одним из важных результатов анализа альтернативных и разработки интегральной модели является вывод о распространении пород северного крыла или собственно печенгского комплекса на сравнительно небольшую глубину, не превышающую 10–12 км от современной дневной поверхности. То же самое относится к породам южного крыла. Расчеты на ЭВМ плотностных моделей свидетельствуют также об отсутствии в осевой части Печенгской структуры подводящих каналов, заполненных дайками основных и ультраосновных пород значительной мощности. Вариации коэффициента анизотропии пород в поперечном разрезе Печенгской структуры доказывают, что южное крыло деформировано сильнее северного. Наиболее напряженные тектонические воздействия испытал Пороярвинский блок. На северном крыле синметаморфическое рассланцевание пород наиболее четко проявлено в низах печенгского комплекса и в продуктивной толще. Судя по распределению плотностей горных пород, максимальная глубина залегания нижнего контакта продуктивной толщи не превышает 5–6 км. Ее южная граница распространения ограничена Порьиташским разломом. Не исключено, что отдельные блоки пород продуктивной толщи между Порьиташским разломом и выходами толщи приподняты ближе к поверхности.

Предлагаемая интегральная модель трактует Печенгский рудный район как горизонтальное сечение мантийной рудообразующей системы центрального типа. Модель характеризует северное крыло Печенгской структуры как фрагмент вулканической кальдеры, осложненной согласными зонами рассланцевания, а ее южное крыло — как комбинацию чешуйчатой моноклинали с реоморфическими гранитными куполами. Формирование рудообразующей системы началось с рифтогенеза древней континентальной земной коры и внедрения платиноносных расслоенных интрузий. Модель учитывает генетическую связь между раннепротерозойским базальтоидным вулканизмом и никеленосными основными-ультраосновными интрузивами. Основные и более молодые средние вулканиты заполнили две вулканотектонические депрессии, сопряженные с мощной зоной разломов северо-западного простирания. Поздние вулканотектони-

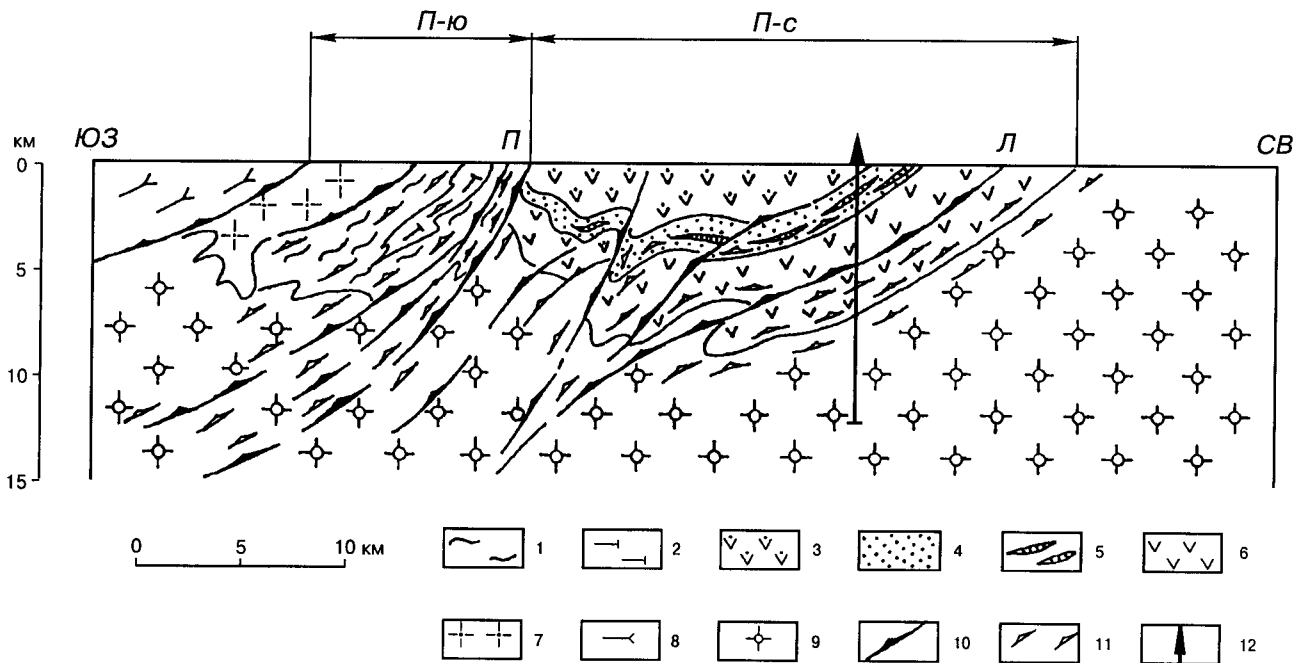


Рис. 6.8. Схематический разрез объемной геологической модели Печенгского рудного района вдоль опорного профиля (составил В. И. Казанский):

южное крыло Печенгской структуры: 1 — метабазальты и сланцы; 2 — метаандезиты; северное крыло Печенгской структуры: 3 — метавулканы пильгуйярвинской серии, 4 — метаосадочные породы продуктивной толщи, 5 — никеленосные интрузии габбро-верлитов, 6 — метавулканогенные породы колосйокской, куэстярвинской и ахмалахтинской серий; 7 — протерозойские реоморфические гранитоиды; 8 — гнейсы Тальинского блока; 9 — архейский комплекс; 10 — разломы; 11 — зоны расщепления; 12 — СГ-3; П-с — северное крыло Печенгской структуры; П-ю — южное крыло Печенгской структуры; П — Порьыташский разлом; Л — Лучломпольский разлом

ческие депрессии подверглись интенсивному сжатию и региональному метаморфизму, которые изменили также породы фундамента. И наконец, еще позднее в обстановке растяжения возникли крутопадающие зоны катаклаза и регрессивных изменений, сопровождаемые низкотемпературной гидротермальной полиметаллической минерализацией.

Тем не менее, в основании северного крыла Печенгской структуры и в поясе Пасвик-Полмак местами сохранились реголит, конгломераты, вулканогенные песчаники и базальтовые туфы, образовавшиеся по данным Sm-Nd и Rb-Sr методов в промежутке времени от  $2453 \pm 42$  до  $2330 \pm 36$  млн. лет (Sturt et al., 1993). Вероятно, именно в это время начался рифтогенез архейской сиалической коры, сопровождавшийся базальтоидным магматизмом.

Как известно, все крупные сульфидные медно-никелевые месторождения открыты в Печенгской структуре и приурочены к ее продуктивной толще, насыщенной габбро-верлитовыми интрузиями. В северо-западном направлении мощность всех свит печенгского комплекса сокращается, и одновременно уменьшаются масштабы интрузий и медно-никелевого оруденения. Так, на территории Норвегии в промежутке между Россией и Финляндией

ширина выходов протерозойских пород уменьшается от 8 до 2 км, тела ультраосновных пород имеют небольшие размеры и сильно серпентинизированы, и лишь на рудопоявлении Пасвик содержания Ni достигают 0,3% на мощность 1,7 м (Boyd, Nixon, 1985). Этот факт также можно рассматривать как результат влияния Инари-Киркенесской зоны разломов на металлогению Печенгского рудного района.

Наименее изучены в Печенгском районе проявления золотого или, точнее, золото-серебряного оруденения, вскрытого СГ-3 на глубинах 9,5–11 км (Козловский и др., 1988). Содержание Au более 0,1 г/т зафиксировано с помощью нейтронно-активационного метода в метаморфических породах кольской серии на протяжении 430 м. В отдельных образцах они достигают 2,0–6,7 г/т. Отдельные зерна золота содержат до 26,66% Ag. Происхождение этой минерализации остается неясным. Существует предположение, что она связана с андезитовым магматизмом южного крыла Печенгской структуры. Косвенным подтверждением этого предположения служит открытие золоторудного рудопоявления вблизи оз. Капля в метаморфических породах южного крыла (Казанский, Лобанов, 1996).

Таким образом, по общему сочетанию рудных месторождений Печенгский район отличается от расположенной далее на юго-восток Имандра-Варзугской шовной зоны и от других смежных территорий. Так, Мурманский блок, сложенный в основном тоналитами, гранодиоритами и плагиогранитами раннего архея, почти не содержит оруденения; к западу от Печенгского района в Норвегии и Финляндии преобладают медные месторождения с золотом и рудопроявления вольфрама и молибдена (Gaal, 1990; Sandstad et al., 1986).

Все исследователи Печенгского рудного района признают мантийный генезис платинометаллических массивов, базальтоидных пород и никеленосных габбро-верлитовых интрузий северного крыла Печенгской структуры. Судя по начальным соотношениям  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  большая часть вулканитов и андезиты южного крыла также имеют мантийное происхождение (Скуфьин, 1993). Лишь в локально развитых дацитах оно равно 0,70755, и они могут быть отождествлены с коровыми породами. По данным В. Р. Ветрина и др. (1975), в лицко-арагубском комплексе образованию гранитов и гранодиоритов предшествовало внедрение небольших подкоровых интрузий и даек лампрофиров, а также подъем по разломам высокотемпературных ювенильных флюидов. Основная же масса пород лицко-арагубского комплекса образовалась в результате плавления пород субстрата.

Таким образом, Печенгский рудный район в петрологическом и металлогеническом плане служит примером направленного мантийно-корового взаимодействия и эволюции рудообразующих процессов на протяжении карельского цикла.

### 6.3. Региональные структуры и палеогеодинамические модели

#### 6.3.1. Структурные и формационные данные

Поиск оптимального варианта геодинамической модели не будет продуктивен, если не попытаться выявить и обсудить фактологические и интерпретационные корни разногласий. На наш взгляд, требуют обсуждения следующие вопросы:

1. Природа геологических границ в основании и во внутренних частях разреза.

Признаки трансгрессивного налегания на архейский фундамент в основании осадочно-вулканогенного разреза зафиксированы вдоль северной границы Печенгской структуры и в ряде других мест (Melezhik, Sturt, 1994).

Вместе с тем северная граница (основание разреза) Имандра-Варзугской структуры на всем протяжении имеет тектоническую природу и ха-

рактеризуется надвиганием осадочно-вулканогенных толщ на породы фундамента пояса, включая и расслоенные мафит-ультрамафиты Федоровых и Панских Тундр (Загородный и др., 1982).

Сегодня общепризнанным является тектонический характер границ, разделяющих вулканогенно-осадочные толщи верхних частей разреза («южных крыльев») как Печенгской, так и Имандра-Варзугской структур, а также повсеместно взбросонадвиговая природа южной границы пояса, что фиксируется и геологическими наблюдениями и геофизическими данными (Загородный и др., 1982; Смолькин и др., 1995; Melezhik, Sturt, 1994). Однако в трактовках внутренних границ разреза сохраняются разногласия. В. Ф. Смолькин, Ф. П. Митрофанов, В. А. Мележик с коллегами оценивают все внутренние границы в северной части пояса как стратиграфические. С другой стороны, некоторые из границ характеризуются признаками тектонической природы. Наиболее детально эти особенности зафиксированы в результате комплексных исследований керна и околоскважинного пространства СГ-3. В частности, особенно интенсивно дислоцированы породы продуктивной толщи. Согласно (Кольская сверхглубокая, 1984), зоны рассланцевания в пределах продуктивной толщи относятся к категории рассредоточенных согласных дизъюнктивных нарушений. Намечаются два интервала с наибольшей концентрацией таких зон. Первый отвечает отметкам 1540–1810 м, где СГ-3 вскрыты никеленосные гипербазиты, второй — отметкам 2250–2800 м, что соответствует той нижней части разреза ждановской свиты, в которой на поверхности располагается «Главная тектоническая зона» Печенгского рудного поля.

Вторая мощная тектоническая зона, получившая название Лучломпольский разлом, захватывает нижнюю часть толщи пиллоу-лав заполярнинской свиты, всю толщу осадочных пород лучломпольской свиты и частично подстилающие вулканиты (4340–5100 м). Ниже отметки 4340 м пиллоу-лавы преимущественно превращены в бластокатаклазиты и бластомилониты с закономерной пространственной ориентировкой минералов, осадочные породы лучломпольской свиты тонко рассланцованы и частично замещены очковыми бластокатаклазитами. В пределах Имандра-Варзугской структуры Лучломпольскому разлому, по-видимому, соответствует Умбареченско-Вилмуайвский разлом (Загородный и др., 1982). В. И. Казанский, Ю. П. Смирнов, Ю. И. Кузнецов (Кольская сверхглубокая, 1984) наличие этих тектонических зон рассматривают как непосредственное подтверждение надвигового строения печенгского комплекса в целом.

2. Формационные и петрогеохимические индикаторы палеогеодинамических обстановок.

Формационные и петрогеохимические особенности вулканитов являются чувствительным индикатором их формирования в той или иной геодинамической обстановке. Разнообразные приемы геохимической индикации широко применяются при палеогеодинамических реконструкциях фанерозойских и позднепротерозойских комплексов. Однако уверенному применению этих методов к раннему докембрию препятствует недостаточность информации об особенностях геохимической эволюции вулканитов однотипных геодинамических обстановок во времени. В частности, К. Конди показал, что архейские базальтоиды по сравнению с более молодыми аналогами систематически богаче Fe, Ni и Co и при этом обеднены  $Al_2O_3$  (Condie, 1994). Одновременно во многих работах показано, что в раннем докембрии базальты с распределением редкоземельных элементов (РЗЭ) типа N-MORB весьма редки. В частности, раннепротерозойские толеиты (пиллоу-лавы и комплекс параллельных даек) офиолитов Кайнуу (запад Карельского кратона) и офиолитов Пуртуник (пояс Кейп-Смит, северное обрамление кратона Сьюпириор, Канадский щит) характеризуются в большинстве образцов субгоризонтальными трендами РЗЭ (Т-MORB) или более сильным обогащением ЛРЗЭ (Е-MORB); лишь в единичных образцах распределение РЗЭ приближается к типу N-MORB (Kontinen, 1987; Picard et al., 1990; Scott et al., 1991). Из сказанного с очевидностью следует, что излишне прямолинейное применение дискриминационных петрогеохимических диаграмм для оценки геодинамических обстановок раннепротерозойских мафитов может привести к неоднозначным результатам.

Обычно предполагается (Смолькин и др., 1995; Melezhik, Sturt, 1994), что первая вулканогенная толща (маярвинская свита) сформировалась в континентальных условиях и согласно перекрывает подстилающие конгломераты. Однако спорадическое появление пиллоу-лав и, главное, преобладание в ее составе низкотитанистых андезитобазальтов ( $TiO_2 = 0,6 \pm 1,04^*$ ) в ассоциации с низкотитанистыми же высокомагнезиальными базальтами, геохимические особенности андезитобазальтов: умеренное обогащение и дифференцированное распределение РЗЭ ( $La\ 17-35\ [45-93]_n$ ;  $Yb\ 1,6-8,2\ [6,5-33]_n$ ;  $Eu/Eu' = 0,5-0,8^{**}$ ); пониженные концентрации Zr и особенно Nb (соответственно 90–230 и 2,9–5,6) — позволяют сопоставлять их с ассоциациями островодужного типа. Некоторая неопределенность

интерпретации вулканитов нижней толщи Печенгской структуры связана с неполнотой разреза. Интервал времени от внедрения мафит-ультрамафитов г. Генеральской (2,45 млрд. лет) до формирования андезитобазальтов маярвинской свиты (2,33 млрд. лет) превышает 100 млн. лет! В пределах Имандра-Варзугской структуры этот интервал включает формирование толеитов кукшинской и пурначской свит и мощных толщ андезитобазальтов с включением коматиитовых базальтов (в том числе пиллоу-лав) и небольшим количеством более кислых разностей сейдореченской и полисарской свит. Дацинты в верхней части сейдореченской свиты датированы 2,42 млрд. лет (Баянова, 1991).

В составе пурначской и кукшинской свит Имандра-Варзуги преобладают известково-щелочные и толеитовые базальтоиды, умеренно обогащенные  $TiO_2$  (1,0–1,9), близкие Е-типу MORB и базальтам задуговых бассейнов по распределению РЗЭ: ( $La\ 4,6-9,6\ [12-25]_n$ ;  $Yb\ 2,3-39\ [9-16]_n$ ;  $[La/Yb]_n\ 1,3-16$ ;  $Eu/Eu' = 0,7-0,9$ ). По содержанию Nb (3,3) толеиты близки N-MORB. При петрохимическом сходстве их с низко-К базальтами, участвующими в трапповых ассоциациях, они отличаются от последних более низкими содержаниями крупноионных литофильных элементов и легких РЗЭ. Относительно высокие содержания Ti и элементов с высокочargedными ионами в пурначских толеитах отличают их от типичных пород островодужных серий. Специфика metabазальтов кукшинской свиты состоит в несколько пониженных концентрациях элементов с высокочargedными ионами, что сближает их с породами островодужных серий. Характер осадочных пород и миндалекаменные текстуры лав свидетельствуют об относительной близости береговой линии и источников сноса и о мелководности бассейна, т. е. об его относительно небольших размерах.

Выше располагаются преобладающие в разрезе Имандра-Варзугской структуры осадочно-вулканогенные толщи собственно островодужного формационного и петрогеохимического типа (сейдореченская, полисарская свиты) (Минц, 1993). По крайней мере, полисарская свита большинством исследователей коррелируется с нижней вулканогенной толщей Печенгской структуры (Федотов, 1985; Melezhik, Sturt, 1994 и др.).

Таким образом, сопоставление нижних частей разреза Печенгской и Имандра-Варзугской структур дополняет картину сведениями о наиболее ранних базальтоидах океанического типа в пределах пояса. В этой связи островодужный характер вулканизма сейдореченской, полисарской и маярвинской свит является скорее закономерным, чем неожиданным. Заметим, что наиболее близким аналогом коматиитовых базальтов признаны породы бонинит-

\* Здесь и далее содержания  $TiO_2$ ,  $SiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$  приведены в массовых долях, %; Zr, Nb, K, Rb, Cr, Ni — в г/т.

\*\* Здесь и далее содержания РЗЭ приведены в г/т, в скобках — в виде отношений к хондритовому стандарту (Тейлор, Мак-Леннон, 1988);  $(La/Yb)_n$  — отношения нормированных содержаний.

марианитовой серии современных островодужных систем. В этом плане их ассоциация с андезитобазальтами также оказывается закономерной. Наконец, чрезвычайно важен факт полного несовпадения формационных и геохимических особенностей пород маярвинской, сейдореченской и полисарской свит с какими-либо эталонами внутриконтинентального магматизма — как рифтогенного, так и платобазальтового или анорогенного типов. Для последних характерны бимодальный характер вулканических продуктов (умеренно- и высокотитановые толеиты — риолиты) и широкое участие щелочных пород основного и кислого состава при практически полном отсутствии промежуточных по составу пород известково-щелочной серии, в том числе андезитобазальтов. Появление в основании некоторых трапповых комплексов низкокальциевых толеитов, близких MORB, связано с последующими массовыми извержениями толеитов собственно внутриплитного типа при отсутствии среди дифференциатов сколько-нибудь значительных количеств андезитобазальтов и других пород промежуточного состава.

Породы второй вулканогенной толщи (пирттиярвинской, согласно некоторым авторам, куэтсарвинской или пирттиярвинской совместно с оршоайвинской свит) включают лавы и туфы трахиандезитобазальтов, трахибазальтов (муджиеритов) и пикритобазальтов, трахитов и более кислых пород до дацитов включительно, варьирующиеся от известково-щелочных до субщелочных разностей. Осадочные породы, подстилающие (кувернеринъюкская свита) и перекрывающие (лучломпольская свита) вулканогенную толщу, образованы красноцветными аркозовыми и кварцевыми метапсаммитами, песчанистыми и строматолитовыми доломитами и известняками. Повышенная щелочность и геохимическая специфика базальтоидов наряду с характером ассоциирующих осадков позволяют предполагать образование этой осадочно-вулканогенной толщи в континентально-рифтовой обстановке в условиях лагунного и/или мелководного морского ландшафтов, что принимается всеми исследователями.

Выше по разрезу располагаются толщи толеитовых пиллоу-лав заполяринской, матертской и супваарской свит (согласно другим авторам две последние свиты рассматриваются в составе единой пильгуярвинской серии) и разделяющий их сложный комплекс продуктивной толщи (ждановская и ламмасская свиты (Смолькин и др., 1995)). Пиллоу-лавы перечисленных свит близки по составу и имеют геохимические характеристики океанических толеитов Т- и Е-типа ( $La\ 6,1-12\ [16-32]_n$ ;  $Yb\ 2,1-2,9\ [8,4-11,6]_n$ ;  $(La/Yb)_n$  — около 1,5-2,5;  $Eu/Eu'$  — около 0,85). В разрезе закономерно

распределены линзовидные потоки пикритов, нередко со спинифекс-подобными структурами в приконтактных частях. Пикриты характеризуются высокими значениями  $TiO_2$  (в среднем 2,30) и повышенными концентрациями РЗЭ ( $La\ 15-34\ [40-90]_n$ ;  $Yb\ 1,5-1,7\ [6-7]_n$ ) при высокой степени дифференцированности последних ( $[La/Yb]_n$  — около 10). В разрезе пиллоу-лав присутствует также выдержанный по мощности прослой кислых витрокристаллокластических туфов. Структурно-текстурные особенности этих пород позволяют рассматривать их в качестве подводных отложений пирокластических потоков, распространявшихся над поверхностью водного бассейна. Содержание кремнезема в туфах широко варьируется, достигая в наиболее кислых разностях 75-80% (максимальные концентрации, по-видимому, связаны с окремнением пород). Распределение РЗЭ подобно наблюдаемому в пикритах, но отличается еще большей дифференцированностью ( $La\ 65-120\ [170-320]_n$ ;  $Yb\ 2,4-4,2\ [10-17]_n$ ;  $[La/Yb]_n$  — около 20) и резкой отрицательной  $Eu$  аномалией ( $Eu/Eu'$  — около 0,6). По своим геохимическим характеристикам как пикриты, так и кислые туфы сопоставимы с продуктами внутриплитного магматизма (Минц, 1993; Минц и др., 1994). Тесная ассоциация с толеитами океанического типа позволяет нам рассматривать их в качестве производных вулканизма океанических островов: пикриты — лавовая и габбро-верлиты — субвулканическая фации соответственно.

В разрезе осадочных пород продуктивной толщи преобладают вулканокластические осадки и пирокластика, обогащенные углистым веществом и сингенетическими сульфидами. Аркозовый материал сохраняется в виде изолированных линз гравелитов и конгломератов, возможно, представляющих собой отложения подводных конусов выноса. Продуктивная толща вмещает многочисленные тела рудоносных габбро-верлитов. Примечателен факт исключительной избирательности в размещении тел габбро-верлитов, более 90% которых располагается в пределах разреза продуктивной толщи. Как показано в ряде работ В. Ф. Смолькина, по особенностям состава габбро-верлиты коррелируются с пикритами, залегающими среди толеитовых пиллоу-лав. Особенности строения этой части Печенгского разреза позволили нам (Минц, 1993; Минц и др., 1994) сопоставить совокупность осадочных и магматических пород в разрезе продуктивной толщи с чешуйчато-надвиговыми системами аккреционных призм активных континентальных окраин и островных дуг. Соотнесение тел габбро-верлитов с субвулканической фацией океанических островов и представление об их тектоническом размещении

в период закрытия океанического бассейна позволяют, на наш взгляд, наиболее удачно объяснить исключительную концентрацию этих тел в пределах «продуктивной» толщи (аккреционной призм) в результате своеобразного «сдирания» выступов подводного рельефа совместно с перекрывающими осадками в процессе субдукции океанической плиты (Минц и др., 1994). Весьма важно, что при отсутствии мощных толщ толеитовых пиллоу-лав в пределах Имандра-Варзугской структуры локально установлены вулканогенно-осадочные породы, подобные продуктивной толще Печенги (соленозерская толща). Примечательна насыщенность соленозерской толщи габбро-верлитовыми телами, что указывает на условия формирования и размещения, аналогичные комплексу «продуктивной» толщи.

Комплекс пород в разрезе южного крыла Печенгской структуры (каллояурская, брагинская, менельская и каплинская толщи по (Смолякин и др., 1995)), образован преимущественно углистыми, двуслюдяными, биотит- и амфиболсодержащими сланцами с прослоями и линзами низко- и высоко-титанистыми известково-щелочных базальтов, пикритобазальтов, щелочных базальтоидов, а также андезитобазальтов, андезитов, дацитов, известково-щелочных и щелочных риолитов, представленных лавовыми и туфовыми фациями. Из-за плохой обнаженности и значительных метаморфических преобразований взаимоотношения между отдельными толщами и разностями исследованы недостаточно. Тем не менее, петрохимические данные и диаграммы распределений РЗЭ (Смолякин и др., 1995) указывают на сопоставимость толщи в целом с проявлениями вулканизма окраинно-континентального типа (в широком смысле, включая и обстановки задугового растяжения), что совпадает и с последней интерпретацией В. А. Мележика и Б. А. Стюрта.

### 6.3.2. «Коллизионная» модель геологической эволюции

Суммируя структурно-геологические, литологические, формационные и петрогеохимические данные, можно заключить, что пояс Печенга-Имандра-Варзуга в целом и Печенгская структура в частности образованы комплексом осадочных и вулканических пород, в составе которого совмещены ассоциации, успешно сопоставляемые с эталонными комплексами — индикаторами фанерозойских геодинамических обстановок: континентального рифтогенеза, океанического спрединга (вероятнее всего, с образованием бассейнов Красноморского и задугового типов относительно небольшой ширины), внутриокеанических островов, островных дуг

и активных окраин. Далее представлена откорректированная с учетом вновь полученных данных модель геодинамической эволюции, разработанная М. В. Минцем (1993, 1994), в которой предпринята попытка учесть всю имеющуюся информацию. Модель включает также события в пределах сопредельных геологических структур, включая Лапландский гранулитовый пояс.

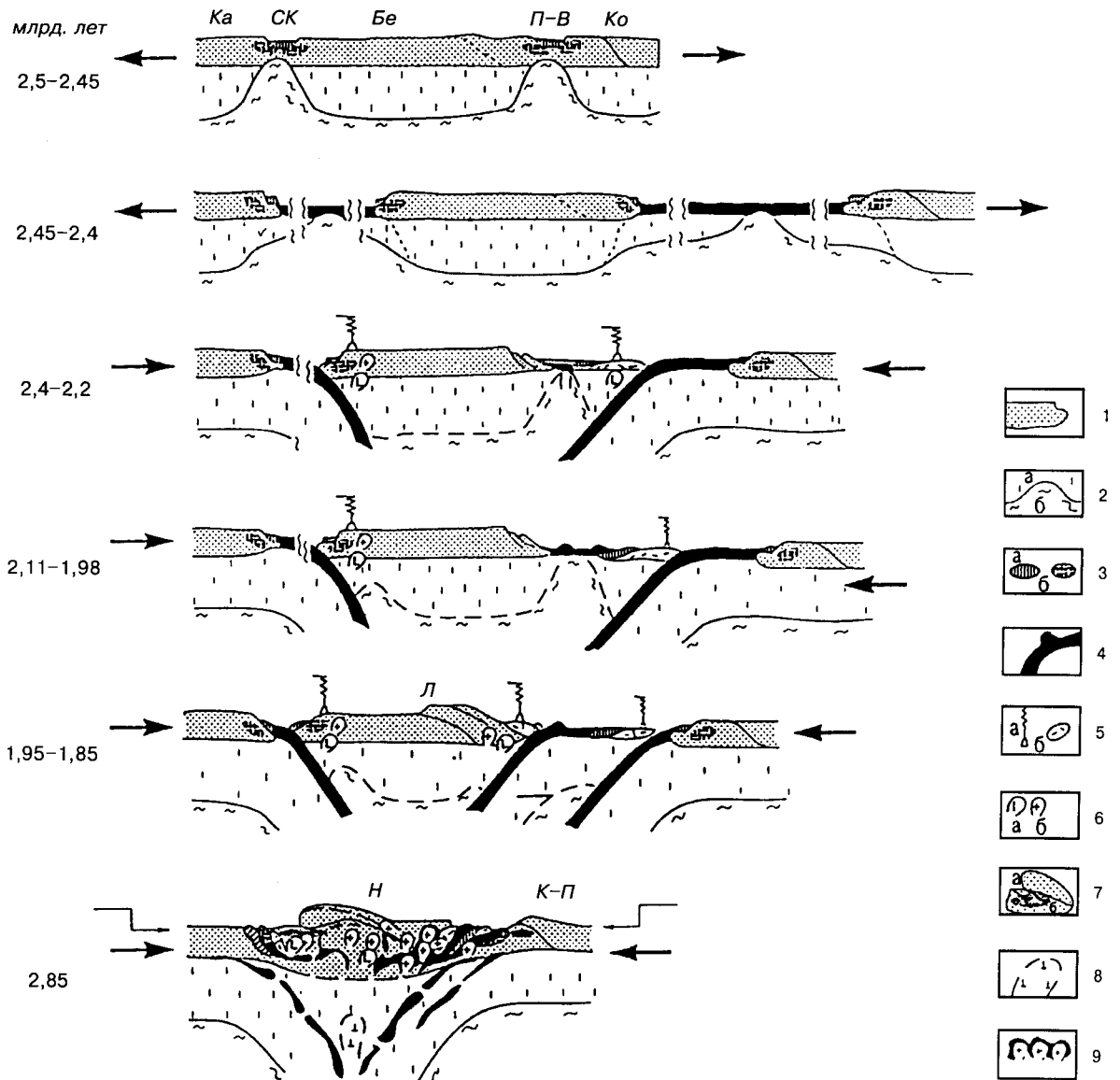
Латеральный ряд закономерно сочетающихся раннепротерозойских структур СВБЩ с северо-востока на юго-запад включает следующие элементы (рис. 6.9): 1) погружающуюся к югу Кольскую микроплиту, образованную позднеархейскими структурными и породными ассоциациями; 2) шовную зону (сутуру) Печенга-Имандра-Варзуга, образованную моноклинально наклоненными в южных румбах вулканогенно-осадочными комплексами, характеризующимися формационными и геохимическими признаками накопления в геодинамических обстановках континентально-рифтового, срединно-океанического, островодужного и окраинно-континентального типов; 3) надвинутую на шовную зону Беломорскую континентальную микроплиту, как и Кольская, образованную позднеархейскими породами, практически повсеместно подвергшимися структурным и метаморфическим преобразованиям в результате наложения раннепротерозойских процессов.

В истории коллизионного пояса\* реконструированы следующие этапы и соответствующие геодинамические обстановки (рис. 6.10):

1. Континентальный рифтогенез: бимодальный магматизм — внедрение мафит-ультрамафитовых расплавов с размещением в пределах верхней коры в осевой части рифтогенной области расслоенных тел с сингенетической вкрапленностью медно-никелевых сульфидов 2,49–2,45 млрд. лет назад; размещение расслоенных габбро-анортозитовых тел в основании коры в периферических частях рифтогенной области — (2,52) 2,47–2,40 млрд. лет назад; формирование калиевых гранитов, сиенитов и чарнокитов — около 2,4 млрд. лет назад; после кратковременного поднятия и эрозийного вскрытия отдельных тел мафит-ультрамафитов — заполнение рифтогенного трога терригенными осадками. Этому же этапу отвечает наиболее ранний раннепротерозойский гранулитовый метаморфизм нижней коры (1-я стадия).

\* Возрастные оценки заимствованы из работ: Балашов, 1996; Баянова, 1991; Бибикина и др., 1993; Dokuchaeva et al., 1990; Каулина Т.В., 1996; Лобиков, Лобач-Жученко, 1980; Минц и др., 1989; Митрофанов и др., 1993, 1995; Новые данные, ч. 1, 1990; Пушкарев и др., 1985, 1988; Скуфьин и др., 1986; Тугаринов, Бибикина, 1980; Фриш и др., 1995; Цюнь и др., 1989; Alapiety, 1982; Bakushkin et al., 1990; Hanski et al., 1990; Huhma, 1986, 1987; Mitrofanov et al., 1991.





**Рис. 6.10. Реконструкция последовательности геодинамических обстановок формирования коллизионных структур раннего протерозоя северо-востока Балтийского щита (Минц, 1993):**

1 — континентальная кора; 2 — литосферная мантия (а), астеносфера (б); 3 — породы континентально-рифтовой ассоциации: осадочно-вулканогенные комплексы (а), интрузивные тела расслоенных мафит-ультрамафитов (б); 4 — океаническая кора и вулканические постройки океанических островов; 5 — проявления вулканической деятельности (а) и осадочно-вулканогенные комплексы (б) активных окраин континентов; 6 — проявления магматизма над зоной субдукции: габброидного (а) и гранитоидного (б); 7 — тектонические покровы, образованные породами нижней коры (а), чешуйчато-надвиговые структуры и низко-градиентный метаморфизм поднадвиговых зон (б); 8 — мантийный астенолит в тылу активной континентальной окраины; 9 — коллизионные гранит-мигматитовые и гранитогнейсовые купола, деформирующие породы сутурной зоны; стрелками показана ориентировка тектонических напряжений; осадочно-вулканогенные пояса (сутурные зоны): СК- Северо-Карельский, П-В — Печенга-Имандра-Варзугский; микроконтиненты: Ка — Карельский, Бе — Беломорский, Ко — Кольский; тектонические покровы: Л — Лапландский, К-П — Кейвско-Порозозерский, Н — Нотозерский купол сложного строения

сейнов под окраину Беломорской микроплиты: гранитоидный магматизм в краевой части Беломорской микроплиты — 1,94 млрд. лет; извержения известково-щелочных базальтов, пикри-тобазальтов, щелочных базальтоидов, а также андезитобазальтов, андезитов, дацитов, извест-

ково-щелочных и щелочных риолитов на активной окраине и в пределах задугового бассейна 2-й генерации — 1,9–1,8 млрд. лет; высокотемпературный (гранулит-амфиболитовый) метаморфизм 3-й стадии в нижней коре — 1,95–1,94 и 1,91 млрд. лет.

7. Обстановка перехода от сближения к коллизии континентальных микроплит: формирование тыловодужного надвигового пояса с выведением к поверхности гранулитов нижней коры (формирование Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса), амфиболитовый метаморфизм пород перемещающихся покровов (4-я стадия — 1,91 млрд. лет).

8. Континентальная коллизия и постколлизийное развитие: тектоническое размещение покровов Лапландских гранулитов, поднадвиговый низкоградиентный метаморфизм пород параавтохтона (кианитовые гнейсы и гранатовые амфиболиты Беломорского метаморфического пояса), формирование гранит-мигматитовых и гранитогнейсовых куполов — 1,85 млрд. лет; процессы переотложения рудного вещества и формирование богатых эпигенетических Cu-Ni руд Печенгского и Аллареченского рудных районов — 1,87 млрд. лет; формирование пегматитов в поднадвиговой области — 1,77–1,67 млрд. лет. С этим же этапом связано формирование Печенгско-Аллареченского сводового поднятия и связанных систем кольцевых разломов (Минц и др., 1984, 1994).

Широкий интервал значений возраста характеризует размещение в структурах СВБЩ порфировидных плагиомикроклиновых гранитоидов (лицко-арагубский, умбинский, стрельнинский комплексы) — 2,11–1,82 млрд. лет. Особенности структурной приуроченности позволяют полагать, что их формирование было связано с процессами в тылу активной окраины Карело-Кольского континента при субдукции коры Свекофенского океана, располагавшегося на месте современной Центральной Скандинавии.

«Коллизийной» моделью эволюции предполагается вполне определенный тип геологической структуры коры. Ее характерные черты: 1) моноклиналиное надвиго-поддвиговое строение шовной зоны, погружающейся в юго-западном направлении; 2) покровно-надвиговое строение Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса и исходное размещение области гранулитового метаморфизма («корней» покровов) поверх Печенга-Имандра-Варзугской сутуры; 3) деформация обоих надвиго-подвиговых ансамблей при всплывании гранито-гнейсовых и гранит-мигматитовых куполов, возможно, с элементами сквозного «протыкания».

Таким образом, раннепротерозойский цикл геодинамической активности охватил весьма значительный временной интервал — приблизительно с 2,5 до 1,65 млрд. лет, продолжительностью около 850 млн. лет.

В рамках «коллизийной» модели, на фоне относительно медленной тектонической эволюции

циклы 2-го порядка, подобные стандартному геодинамическому циклу Уилсона (2,5–2,33; 2,25–1,9; 1,9–1,82 млрд. лет), включали рифтогенез, раскрытие и последующее закрытие бассейнов, которые осуществлялись в относительно быстром темпе, и бассейны, вероятно, не достигали скольконибудь значительной ширины. В течение интервала 2,15–1,9 млрд. лет латеральный ряд геодинамических обстановок, возможно, одновременно включал внутриконтинентальный океанический бассейн (микроокеан), островную дугу, задуговые бассейны и систему тыловодужных надвигов. Раннепротерозойская эволюция, начавшись 2,5 млрд. лет назад «попыткой» раскола Пангеи-0, после длительного постколлизийного этапа завершилась к концу раннего протерозоя 1,65 млрд. лет назад восстановлением единства Пангеи, размеры которой возросли за счет ювенильной коры аккреционных и внутриконтинентальных коллизийных орогенов. Значительная продолжительность последнего этапа связана с влиянием тектонических процессов в пределах Свекофенского аккреционного орогена.

В заключение отметим, что геотектоническая природа Печенгского района была и остается предметом дискуссий. Эта ситуация отражена в настоящей главе.

Анализ геологических и металлогенических данных по этому району и сопредельным территориям Балтийского щита позволяет говорить о нем как об изолированном сегменте древней континентальной земной коры со своей историей геологического развития и закономерным сочетанием разновозрастного и разнотипного оруденения.

Предложено две альтернативные геодинамические модели Печенгского района. На основании детального исследования разреза СГ-3 и корреляции его с опорным профилем на поверхности разработана модель, которая трактует Печенгский рудный район как горизонтальное сечение мантийной рудообразующей системы центрального типа. Согласно этой модели, северное крыло Печенгской структуры представляет собой фрагмент вулканической кальдеры, а ее южное крыло — комбинацию чешуйчатой моноклинали и реоморфических гранитных куполов.

Вторая модель, основанная на региональных геолого-геофизических исследованиях западной части Кольского полуострова, представляет Печенгский район как часть длительно развивавшегося коллизийного пояса, в котором нашли отражение процессы (явления) рифтогенеза, субдукции океанической литосферы, спрединга и коллизии континентальных плит.

## Литература

- Барков А. Ю., Леднев А. И., Бакушев Е. М. Минералы группы платины из массива горы Генеральской, Кольский полуостров // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 6. С. 785–788.
- Баянова Т. Б. Датирование раннепротерозойских гранофировых пород структуры Имандра-Варзуга по бадделеиту и циркону (Кольский полуостров) // Методы изотопной геологии: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Л., 1991. С. 28–30.
- Балашов Ю. А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенга-Варзугской структуры Кольского полуострова // Петрология. 1996. Т. 4, № 1. С. 3–25.
- Бибикова Е. В., Мельников В. Ф., Авакян К. Х. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и абсолютный возраст // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 215–234.
- Буянов А. Ф., Глазнев В. Н., Раевский А. Б., Скопенко Г. Б. Комплексная интерпретация данных гравиметрии, сейсмологии и геотермии // Геофизический журнал. 1989. Т. 11. № 2. С. 30–39.
- Ветрин В. Р., Виноградов А. Н., Виноградова Г. В. Петрология и фациально-формационный анализ плоско-арагубского диорит-гранитного комплекса // Интрузивные чарнокиты и порфириновые граниты Кольского полуострова. Апатиты. 1975. С. 149–316.
- Дук Г. Г. Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. Л.: Наука, 1977. 106 с.
- Загородный В. Г., Предовский А. А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия и история развития). Л.: Наука, 1982. 280 с.
- Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 198 с.
- Казанский В. И., Боронихин В. А., Ванюшин В. А. и др. Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. М.: Наука, 1985. С. 6–46.
- Казанский В. И., Кузнецов О. Л., Кузнецов А. В. и др. Разработка интегральной модели глубинного строения Печенгского рудного района // Геоинформатика. 1993. № 2. С. 3–14.
- Казанский В. И., Кузнецов О. Л., Кузнецов А. В. и др. Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 6. С. 500–519.
- Казанский В. И., Лобанов К. В. О границах и металлогении Печенгского рудного района // Геология рудных месторождений. 1996. № 1. С. 103–109.
- Каулина Т. В. U–Pb датирование цирконов из реперных объектов Беломоро-Лапландского пояса (северо-западное Беломорье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб.: ИГД, 1996. 18 с.
- Козловский Е. А., Губерман Д. М., Казанский В. И. и др. Рудоносность глубинных зон древней континентальной земной коры (по материалам СГ-3) // Советская геология. 1988. № 9. С. 3–11.
- Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
- Кратц К. О., Делина Б. Б., Былинский Р. В. и др. Основные понятия о структурах земной коры // Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. С. 25–28.
- Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.
- Лобанов К. В., Казанский В. И., Кузнецов А. В., Соколов С. В. Структурно-петрофизическая характеристика Восточного рудного узла Печенги // Геология рудных месторождений. 1989. № 5. С. 18–33.
- Лобиков Б. Ф., Лобач-Жученко С. Б. Изотопный возраст гранитов Палоламбинского зеленокаменного пояса Карелии // Доклады АН СССР. 1980. Т. 250. С. 729–733.
- Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 330 с.
- Металлогения восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1980. 247 с.
- Миц М. В. Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. 1. Ранний протерозой // Геотектоника. № 1. 1993. С. 39–56.
- Миц М. В., Глазнев В. Н., Раевский А. Б. Трехмерная модель геологического строения верхней коры района Кольской сверхглубокой скважины и сопредельных территорий Кольского полуострова // Геотектоника. 1994. № 6. С. 3–22.
- Миц М. В., Житников В. А., Шенкман Е. Я. Геодинамическое моделирование раннепротерозойских структур северо-востока Балтийского щита (к составлению геодинамической карты Кольского полуострова) // М.: ИМГРЭ, 1989. 42 с.
- Миц М. В., Колпаков Н. И. Перспективы поисков медно-никелевых руд с учетом новых данных о строении Печенгской структуры // Развитие и охрана недр. 1984. № 10. С. 23–24.
- Митрофанов Ф. П., Балабонин Н. Л., Корчагин А. У. Металлогения Кольского пояса расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий // Отечественная геология. 1995. № 6. С. 37–41.
- Митрофанов Ф. П., Балаганский В. В., Балашов Ю. А. и др. U–Pb возраст габбро-анортозитов

Кольского полуострова // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95–98.

Митрофанов Ф. П., Шаров Н. В., Загородный В. Г. и др. Интерпретация строения земной коры по геотраверсу Печенга-Костомукша-Ловиса // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 16–24.

Новые данные по геохимии и геохронологии изотопов докембрия Кольского полуострова // Под ред. Ф. П. Митрофанова, Ю. А. Балашова. Апатиты: ГИ КНЦ АН СССР, 1990. Ч. 1. 35 с.; Ч. 2. 33 с.

Петров А. И. Импульсно-очаговые структуры и проблемы их рудоносности. Л.: Недра, 1988. 232 с.

Петров В. П., Волошина З. М. Региональный метаморфизм пород Печенгской структуры // Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. С. 164–182.

Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Геохимия печенгского комплекса. Л.: Наука, 1974. 139 с.

Пушкарев Ю. Д., Кравченко М. П., Рюнгенен Г. И., Смолькин В. Ф. Геохимия изотопов свинца и серы в связи с проблемой генезиса сульфидного медно-никелевого оруденения // Новые данные по месторождениям никеля Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1985. С. 72–88.

Пушкарев Ю. Д., Рюнгенен Г. И., Смолькин В. Ф., Шуркина Л. К. Геохимия изотопов свинца в связи с особенностями формирования рудообразующих систем никеленосных базит-гипербазитов Кольского полуострова // Изотопная геохимия процессов рудообразования. М.: Наука, 1988. С. 150–166.

Савицкий А. В., Громов Ю. А., Мельников Е. В., Шариков П. И. Урановое оруденение Лицевского района на Кольском полуострове (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. № 5. С. 403–416.

Скуфьин П. К. Эволюция вулканизма рудоносной Печенгской структуры (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. 1993. № 3. С. 271–283.

Скуфьин П. К., Пушкарев Ю. Д., Кравченко М. П. Вулканиты муджиерит-трахитовой формации в Печенгской вулкано-тектонической депрессии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 18–29.

Смолькин В. Ф., Митрофанов Ф. П., Аведисян А. А. и др. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 256 с.

Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Тугаринов А. И., Бибикова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 131 с.

Федотов Ж. А. Эволюция протерозойского вулканизма восточной части Печенга-Варзугского пояса (петрохимический аспект). Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1985. 119 с.

Фриш Т., Джексон Г. Д., Глебовицкий В. А. и др. U–Pb геохронология Колвицкого габбро-анортозитового комплекса, южная часть Кольского полуострова, Россия // Петрология. 1995. Т. 3. № 3. С. 248–254.

Цьонь О. В. Возраст докембрийских пород Пурначской зоны и смежных районов Кольского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С. 42–49.

Alapiety T. The Koillismaa layered igneous complex – its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium // Bull. Geol. Surv. Finland. 1982. № 319. 116 p.

Bakushkin Ye. M., Zhuravlev D. Z., Bayanova T. B., Balashov Yu. A. Mountain Generalskaya // F. P. Mitrofanov, Yu. A. Balashov (Editors), Geochronology and genesis of layered intrusions, volcanites and granite-gneisses of the Kola Peninsula. Apatity: KSC AN USSR, 1990. P. 14–15.

Balashov Yu. A., Vetrin V. R., Gannibal L. F. et al. New Data on Geochronology of the Pechenga Structure and its Framing // Symposium «The Svecofenian Domain»: Abstracts. Turku. 1993. P. 7–8.

Berthelsen A., Marker M. Tectonics of Cola collision suture and adjacent Archean and Early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic Shield (Part 1) // Tectonophysics. 126. 1986. P. 31–55.

Boyd R. and Nixon F. Norwegian Nickel Deposits: A Review Nickel-copper Deposits of the Baltic Shield and Scandinavian Caledonides // Geol. Sur. Finland. Bull. 1985. № 333. P. 363–394.

Buyanov A. F., Glaznev V. N., Mitrofanov F. P., Raevsky A. B. Three-dimensional modelling of the Lapland Granulite Belt and adjacent structures of the Baltic Shield from geophysical data // Norges Geologiske Undersokelse. Special Publ. 1995. 7. P. 167–178.

Condie K. C. Greenstones through time // Archean crustal evolution (K. C. Condie – Ed.). 1994. Elsevier, Amsterdam – Lausanne – N.Y. – Oxford – Shannon – Tokyo. P. 85–120.

Dokuchaeva V. S., Razhev S. A., Ryungenen G. I. et al. Fedorov-Panski intrusive // Geochronology and genesis of layered basic intrusions, volcanites and granite-gneisses of the Kola Peninsula. Apatity: KSC AN USSR, 1990. P. 4–10.

- Gaal G.* Tectonic Styles of Early Proterozoic Ore Deposition in the Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 1990. V. 46. P. 83-114.
- Gaal G., Berthelsen A., Gorbatshev R. et al.* Structure and composition of the Precambrian crust along the Polar profile in the northern Baltic Shield // Tectonophysics. 1989. 162. P. 1-25.
- Glaznev V. N., Raevsky A. B., Skopenko G. B.* A three-dimensional integrated density and thermal model of the Fennoscandian lithosphere // Tectonophysics. 1996. № 258. P. 15-33.
- Hanski E. J., Huhma H., Smolkin V. F., Vasjoki M.* The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, USSR // Bull. Geol. Soc. Finl. 1990. V. 62. № 2. P. 123-133.
- Huhma H.* Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecofennian crust in Finland // Bull. Geol. Surv. Finland. 1986. V. 337. V. 48.
- Huhma H., Sakko M.* Sm-Nd and Pb isotopic study of Early Proterozoic continental mafic rocks in the Perapohja area, Northern Finland // Proterozoic geochemistry. Abstracts. Lund, Sweden, June 3-16. 1987. P.47-48.
- Kontinen A.* An early proterozoic ophiolite – the Jormua maficultramafic complex, northeastern Finland. Precambrian Res. 1987. 35. № 1. P. 313-341.
- Melezhik V. A., Sturt B. F.* General geology and evolutionary history of the Early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra-Varuga-Ust'Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield // Earth Science Reviews. 1994. V. 34. P. 205-241.
- Mitrofanov F. P., Balashov Yu. A., Balagansky V. V.* New geochronological data on Lower Precambrian complexes of the Kola Peninsula // Correlation of Lower Precambrian formations of the Karelia-Kola region, USSR and Finland. Apatity: KSC AN USSR, 1991. P.12-16.
- Picard C., Lamothe D., Piboule M., Oliver R.* Magmatic and geotectonic evolution of a Proterozoic oceanic basin system: the Cape Smith thrust-fold belt (New Quebec) // Prec. Res. 1990. V. 47. P. 223-249.
- Sandstad J. S., Olerud S.* Metallogeny of the Precambrian basement in Finnmark, North Norway // Proceedings of the Conference on the Metallogeny of the Precambrian. Prague: Geol. Sur. 1986. P. 139-147.
- Scott D. J., St-Onge M. R., Lucas S. B., Helmstaedt H.* Geology and geochemistry of the Early Proterozoic Purtunig Ophiolite, Cape Smith belt, Northern Quebec, Canada // Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere. Oman, 1991. P. 817-849.
- Sturt B. A., Melezhik, and Ramsay D. M.* The 2,35 billion Year-old Regolith at Brattli, NE Norway, and Paleoenvironmental Implications for the Baltic Shield // 1st International Barents Symposium. Kirkenes: Abstracts. Norway. 1993. P. 19.

## Глава 7

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ РАЙОНА БУРЕНИЯ СГ-3 И ИХ ПРИРОДА

## Введение

В Париже 19–22 марта 1962 года проходило совещание рабочей группы Международного союза геодезии и геофизики, посвященное обсуждению состояния научных исследований по строению земной коры, выяснению имеющихся в этой области дискуссионных вопросов, сопоставлению геологических, геофизических, геохимических, океанографических и других данных о земной коре. Участники совещания единодушно признали, что геофизические методы, которые приносят чрезвычайно важные и обширные сведения о земной коре, все же не позволяют выяснить многие вопросы, касающиеся ее строения. Это прежде всего относится к петрологической реконструкции, элементарному (химическому) составу слоев и природе глубоких поверхностей раздела. В принятой совещанием резолюции содержится ряд имеющих принципиальное научное значение рекомендаций, касающихся методов исследований при сверхглубоком бурении, методики изучения строения земной коры при помощи взрывов и др. Рекомендуется отказаться от применения необоснованной терминологии, согласно которой в земной коре выделяются «гранитный» и «базальтовый» слои, и определять слой скоростью распространения в нем продольных волн. Совещание призвало исследователей при интерпретации материалов сейсмических работ по возможности избегать предварительных предположений о горизонтальной слоистости земной коры (Федынский, Ризниченко, 1962).

Актуальность этих рекомендаций сохраняется и спустя 35 лет после их принятия, так как горизонтально-слоистая модель земной коры в силу ее предельной упрощенности имеет многочисленных сторонников среди геологов и геофизиков до настоящего времени. В данной главе сделана попытка понять природу геофизических границ с учетом материалов сверхглубокого бурения СГ-3 и накопления новой геолого-геофизической информации по району Кольской сверхглубокой скважины.

### 7.1. Влияние сверхглубокого бурения на эволюцию представлений о природе глубинных сейсмических границ

Различные модели земной коры широко используются при обработке геофизических данных и их геологи-

ческой интерпретации. Наибольшую популярность среди исследователей завоевали сейсмические модели, что объясняется сравнительно высокой детальностью и достоверностью методов сейсмометрии. Поэтому в последующем изложении основное внимание при рассмотрении геофизических данных уделяется разнообразной сейсмометрической информации.

Под сейсмической моделью обычно подразумевается изображение различных свойств коры (скоростей упругих волн, их градиентов, степени расслоенности, типов границ, коэффициентов рассеивания, поглощения и др.), формирующих зарегистрированное волновое поле (Кунин, Шейх-Заде, 1993). При геологической и геофизической интерпретации сейсмических материалов наиболее часто используются две модификации слоисто-блоковой модели континентальной земной коры. Характерной особенностью одной из них является выделение глобальной преломляющей границы К. Другая модификация модели предусматривает разделение земной коры на крупные слои и блоки, осложненные переходными зонами, тонкослоистыми пачками, низкоскоростными слоями.

Результаты бурения сверхглубоких скважин на территории бывшего СССР — Кольской, Криворожской, Мурунтауской, а также Гравберг-1 в Швеции и КТВ в Германии выявили серьезные несоответствия между прогнозными моделями и фактическим строением верхней части континентальной коры. В основу прогнозных моделей были положены классические сейсмические модели, представленные слоисто-блоковыми системами с гладкими границами раздела.

Изучение гетерогенных волновых сред, выполненное на моделях и в рудных районах под руководством Н. А. Караева (1995), показало, что короткие оси синфазности от случайных неоднородностей в результате интерференции могут «сложиться» в регулярные колебания, похожие на волны от протяженных субгоризонтальных границ. Мы привыкли иметь дело с субгоризонтальными глубинными разделами, и весь аппарат обработки сейсмических материалов приспособлен для этой цели. Результаты сверхглубокого бурения и детальная сейсмическая информация, полученные за последние годы, показали, что кристаллическая кора имеет весьма сложное и изменчивое строение с варьирующейся по вер-

тикали и латерали степень дифференциации. Таким образом, реальная сейсмогеологическая среда состоит из трехмерных неоднородностей, является дискретной, иерархически организованной, с признаками самоподобия (Физические основы ..., 1991). Ее действительно можно представить в виде разномасштабных блоков, где складчатые узоры, трещины, дайки, жилы и линзы формируют высокоупорядоченный низкосимметричный ансамбль (Горяинов и др., 1997). При этом отражательная способность коры меняется даже в однотипных геологических структурах. Для изучения трехмерных неоднородностей кристаллической коры необходимо применять рациональную схему полевых наблюдений и использовать современную технологию обработки и интерпретации данных сейсмометрии. Результатом исследований должны быть разрезы и схемы не с прослеженными границами между геофизическими слоями, а с выделенными зонами и областями с различными сейсмическими свойствами, причем эти объекты могут занимать субгоризонтальное, субвертикальное и любое другое положение.

Таким образом, накопленная новая сейсмическая информация, полученная с использованием метода ОГТ, и данные сверхглубокого бурения не согласуются с привычными представлениями о расслоенности континентальной земной коры.

Другим важным результатом сверхглубокого бурения является доказательство того, что трещиноватость и пористость пород не уменьшаются с глубиной, а наоборот, до некоторой величины возрастают, и на глубине 5–6 км вместо ожидаемой пористости 0,5–0,8% ее значения составили 2–6%. При этом выяснилось, что часть пор заполнена сильно минерализованным флюидом. Кольская скважина вскрыла, по крайней мере, три такие зоны (последнюю на глубине 11500 метров).

При интерпретации геофизических данных используется теоретическое допущение, что с глубиной растут давление и температура и, соответственно, уменьшается количество пор и трещин. Если это так, то, начиная с глубины 5 км и ниже, пористость перестает влиять на изменение скорости упругих волн, и тогда последняя будет характеризовать только изменения минерального состава глубинных пород. Сверхглубокие скважины доказали, что неоднородности, фиксируемые по геофизическим данным в верхней части кристаллической коры, обусловлены изменениями не только состава глубинных пород, но и их физического состояния. Поэтому определение только скорости упругих волн не может быть однозначным. Сверхглубокие скважины показали реальность и природу зон пониженных скоростей упругих волн в верхней части коры. Они не подтвердили усиления гомогенности слоев с глубиной.

Одной из фундаментальных проблем глубинной геологии, на решение которой направлены сверхглубо-

кое бурение и комплексные геолого-геофизические исследования, является выяснение природы внутрикорых сейсмических границ. Природа таких границ в верхней части кристаллической коры может быть связана с разными причинами: изменением вещественного состава, различием в структурно-текстурных особенностях пород, термодинамической обстановкой и др. (Епинашева, 1989; Глубинные исследования ..., 1989; Проблемы комплексной ..., 1991). Текстуальный тип границ связан с появлением мощных зон трещиноватости и обнаружен в разрезе СГ-3, например на глубине 10,5 км. Образование таких слоев, по-видимому, связано с изменением напряженного состояния (зоной разгрузки) и может наблюдаться во многих районах и на разных глубинах. Термобарический тип границ возникает как следствие резкого изменения температуры и давления. Открытое при сверхглубоком бурении явление гидрогенного разуплотнения на больших глубинах имеет большое значение для понимания физических границ и помогает расшифровать природу сейсмических волноводов.

В реальных геологических обстановках происходит наложение различных факторов, влияющих на формирование полигенных по своей природе границ. В одних случаях это может приводить к появлению резких контрастных границ раздела, в других, наоборот, к частичному уничтожению или затушевыванию границ, обусловленных вещественными неоднородностями.

## 7.2. Сейсмические методы и их разрешающая способность

По большинству технических факторов и прежде всего по интенсивности сигнала, его частоте, времени действия импульса, направленности, времени прихода, знака вступления (полярности), помехоустойчивости, проникающей и разрешающей способностям, избирательности сейсмометрия намного превосходит все другие геофизические методы. В результате сейсмометрия заслуженно заняла положение опорного, основного метода геофизических исследований. Это не означает, что сейсмика может заменить другие физические методы изучения литосферы: гравитационный, магнитный, электрический, электромагнитный, термический, ядерный. Каждый из них необходим и каждому найдется в общем деле свое место. Вместе с тем сейсмическим методам присущи ограничения, накладываемые проникающей возможностью и разрешающей способностью. В наиболее общей форме разрешающая способность сейсмометрии есть способность сейсмических методов с максимальной детальностью выделять и описывать трехмерные тела произвольной конфигурации со специфическими упругими свойствами, расположенные случайным образом относительно источника и приемника (Кунин, Шейх-Заде, 1993).

Разрешающая способность определяет то минимальное различие между двумя объектами, при котором можно утверждать, что имеются не один, а два объекта. Применительно к сейсмическим волнам можно говорить о том, как далеко (в пространстве и во времени) должны отстоять две поверхности, чтобы их можно было выделить как две самостоятельные границы, и насколько две структуры, относящиеся к одной поверхности раздела, должны быть разделены в пространстве, чтобы проявиться как отдельные морфологические образования. Обычно разрешающую способность сейсмических методов рассматривают порознь по вертикали и по горизонтали.

Вначале рассмотрим разрешенность в направлении распространения волны. Остановимся на использовании самого распространенного подхода — критерия Рэлея, который гласит, что предел разрешения двух интерферирующих волн является их относительное запаздывание не меньше чем на половину доминирующей длины волны ( $\lambda/2$ ). Риккер использовал другой критерий, который привел к несколько меньшему пределу разрешения ( $\lambda/4$ ). Известно, что величина  $\lambda = VT = V/f$ , где  $T$  и  $f$  — период и частота сейсмических волн;  $V$  — скорость их распространения (в Печенгском районе она составляет 5–7 км/с). Для отраженных волн минимальная разность глубин двух границ раздела, при которой волны от них могут быть прослежены вне зоны интерференции друг с другом, определяется с помощью формулы, предложенной И. С. Берзон (1954):

$$l = -H_1 + \frac{\sqrt{4H_1^2 + (a\bar{V})^2 + 2a\bar{V}\sqrt{4H_1^2 + X^2}}}{2}, \quad (7.1)$$

где  $H_1$  — глубина до верхней границы раздела;  $\bar{V}$  — средняя скорость упругих волн в среде;  $a$  — длительность записи волны;  $X$  — расстояние по профилю.

При  $X \rightarrow 0$ , т. е. в случае близвертикального отражения,

$$l = \frac{(a\bar{V})}{2}. \quad (7.2)$$

Подставляя в формулу (7.2) наиболее типичные параметры для используемых в Печенгском районе сейсмических методов, можно оценить их разрешающую способность по вертикали (табл. 7.1).

Определение горизонтальной разрешающей способности связано с введением понятия зон Френеля. Первой зоной Френеля называется область пространства, которая содержит всевозможные траектории лучей, превышающие минимальный путь (согласно принципу Ферма) не более чем на  $\alpha/2$ , где  $\alpha$  — угол подхода используемой волны к границе. Утверждается, что нельзя разделить два объекта, лежащие в одной зоне Френеля.

Размер первой зоны Френеля зависит от глубины  $H$  до отражающей границы, длины  $\lambda$  используемой волны и углов  $\alpha$  ее подхода к границе. При  $\alpha \neq 0$  форма первой зоны Френеля близка к эллипсу, размер большой и малой осей которого ( $D_\phi$  и  $D'_\phi$  соответственно) определен как

$$D_\phi = \frac{\sqrt{2\lambda H}}{\cos^{3/2}\alpha}; \quad D'_\phi = \frac{\sqrt{2\lambda H}}{\cos^{1/2}\alpha}. \quad (7.3)$$

При  $\alpha = 0$  соблюдается равенство

$$D_\phi = D'_\phi = \sqrt{2\lambda H}. \quad (7.4)$$

Таким образом, проведенный анализ разрешающей способности различных сейсмических методов (см. табл. 7.1) приводит к заключению, что близвертикальные и докритические отраженные волны обладают наилучшей чувствительностью. При низких частотах используемых колебаний и больших углах падения годограф может представлять собирательный образ сравнительно небольших неоднородностей, расстояния между которыми меньше  $D_\phi$  и  $l$  соответственно по горизонтали и вертикали.

Повысить разрешающую способность наблюдений, помимо использования метода близвертикальных отражений, можно за счет расширения спектра сигналов в области высоких частот, что требует тщательного выбора технологии проведения работ. Еще одним способом повышения разрешающей способности (по вертикали и латерали) является использование монотипных (SS) и обменных (PS) поперечных волн, имеющих более низкую скорость (в среднем в 1,3–1,7 раза), чем продольные, и при условии совпадения их частотных диапазонов меньшую длину волн.

Сейсмометрические возможности наземных наблюдений в условиях высокоскоростных, сильно дислоцированных сред ограничены (Петрашень и др., 1993). Это касается картирования крутонаклонных границ, так как методика обработки результатов настроена на усиление отражений от пологих границ раздела. В верхней части земной коры оптимально выделяются отражающие эле-

Таблица 7.1

Разрешающая способность сейсмических методов при изучении верхней части земной коры Печенгского района

Метод	Частотный диапазон, Гц	Разрешающая способность $l$ , м	
		по вертикали	по горизонтали
ГСЗ	1–20	800–1500	3000
МОВЗ	1–20	800–1500	1500
ОГТ	10–60	50–150	100–200
ВСП	8–125	20–40	–
АК	25 000–50 000	1–5	–

менты, имеющие углы наклона до 25–40°. Вследствие различной избирательности систем МОВ-ОГТ и ВСП при их комбинировании можно получить более полную информацию о границах сложной формы с крутыми и пологими углами наклона в широком диапазоне глубин. Зная строение разреза по данным АК и имея высокоразрешенные разрезы ВСП и ОГТ, с учетом данных ГСЗ и МОВЗ можно проследить поведение границ в сторону от скважины и построить эффективную модель околоскважинного пространства.

Важным при регистрации сигналов является знание их динамического диапазона, так как динамическая обработка сейсмических данных дает весьма ценную информацию о состоянии исследуемой среды. Естественный динамический диапазон  $D_e$  сейсмических сигналов при взрывном возбуждении в методе отраженных волн (МОВ) составляет от 60 до 120 дБ (Гурвич, Боганик, 1980; Крылов, 1982). Эти максимальные значения  $D_e$  наблюдаются при регистрации всех типов волн (включая прямые и поверхностные) и при совмещении точек возбуждения и регистрации. Однако в наземной сейсморазведке при выносе приема всего на 500 м величина  $D_e$  снижается до 40–75 дБ (Крылов, 1982). Если, кроме того, используются также интерференционные системы, направленные на подавление наиболее сильных регулярных помех, динамический диапазон для МОГТ становится равным 20–50 дБ (там же).

Дополнительное сужение динамического диапазона может быть обусловлено и проведением измерений на фоне интенсивных помех различного характера (Палагин и др., 1989). Практические оценки динамического диапазона виброграмм в вибрационной сейсморазведке (Гродзенский, Жуков, 1982) показывают, что для различных районов он не превышает 40 дБ. Динамический диапазон сейсмических сигналов в ВСП, где практически не используются интерференционные системы, а прием сигналов осуществляется во внутренних точках среды, при импульсном возбуждении может превышать 100–120 дБ, а при вибрационном не будет (после корреляционной обработки) превышать 40 дБ. При этом во всех случаях динамический диапазон зарегистрированных сигналов будет определяться динамическим диапазоном сейсмического канала (приемной и регистрирующей аппаратуры).

Следует сказать несколько слов и о разрешенности получаемых в результате корреляционного преобразования сейсмограмм (коррелограмм). В вибрационной сейсморазведке основным фактором, определяющим разрешенность (амплитудную и временную) получаемой информации, является форма автокорреляционной функции (АКФ) возбуждаемого в среде сигнала. Это со всей очевидностью следует из конволюционной модели коррелотрассы  $B(t) = e'(t)R(\tau)$ , где  $R(\tau)$  — АКФ сигнала  $S'(t)$ , посылаемого в среду вибратором;  $e'(t)$  — импульсная характеристика, учитывающая отклик ближней зоны у источника, отклик среды и характе-

ристику верхней части разреза (Шнеерсон, Майоров, 1980).

В общем случае для наиболее распространенных в вибросейсе частотно-модулированных сигналов корреляционная функция представляет собой периодическую функцию вида  $\sin Z/Z$ , имеющую основной и побочные максимумы, относительные значения, длительность и взаимное расположение которых определяется формой, частотой и длительностью возбуждаемого сигнала. Возможность амплитудного и временного разрешения коррелограммы, в свою очередь, определяется амплитудой и шириной основного максимума АКФ, а также уровнем корреляционных шумов. Для линейно-модулированных по частоте (ЛЧМ) зондирующих сигналов временная разрешенность определяется компактностью АКФ и может быть оценена, исходя из ширины основного максимума огибающей АКФ (Вибрационная сейсморазведка ..., 1990):

$$\tau = \frac{1}{\Delta F},$$

где  $\Delta F = F_k - F_n$ ;  $F_n, F_k$  — начальная и конечная частота сигнала соответственно.

В определении амплитудного разрешения коррелограмм важным фактором является относительный уровень  $r$  корреляционных шумов, наличие которых является основной особенностью корреляционного преобразования и которые ограничивают динамический диапазон корреляционных функций. Для ЛЧМ-сигнала относительный уровень корреляционных шумов можно оценить по формуле (Шнеерсон, Майоров, 1980)

$$r = \frac{1}{\sqrt{\Delta FT}}, \quad (7.5)$$

где  $T$  — длительность посылаемого в среду сигнала.

### 7.3. Характеристика сейсмических границ и неоднородностей по данным наземных и скважинных наблюдений

Сверхглубокое бурение и сопровождающие его наземные и скважинные наблюдения — это новый и наиболее перспективный путь совершенствования сейсмических методов исследования глубинного строения литосферы. За последние годы в районе СГ-3 выполнены профильные и площадные наблюдения различными сейсмическими методами (АК, ВСП, МОВ, ОГТ, ГСЗ, МРС).

В результате детальной интерпретации данных, полученных методами АК и ВСП в совокупности с результатами соответствующих лабораторных и аналитических исследований Н. Е. Галдиным (1993), построен непрерывный геоакустический разрез по СГ-3, который затем был использован при интерпретации данных наземных сейсмических и сейсмологических работ.

Метод АК является весьма информативным для разреза СГ-3, но качество записи ухудшается с глубиной и сильно зависит от кавернзности ствола. Поэтому при определении скоростей  $V_p$  и  $V_s$  в разрезе архейского комплекса частично использовались данные лабораторных определений под давлением и аналитических вычислений по среднему минеральному составу.

На геоакустическом разрезе протерозойского комплекса (до глубины 6,8 км) выявилась высокая дифференциация разреза по скорости продольных волн (рис. 7.1), отмечены также две зоны пониженной ско-

рости в интервалах 1,06–2,8 и 4,54–5,72 км. Эти зоны имеют сложное внутреннее строение и являются локальными, их формирование тесно связано с геологическим развитием самого печенгского комплекса. Главными в их формировании являются следующие факторы: неоднородный первичный состав комплекса (чередование мощных эффузивных покровов различного состава с прослоями осадочных пород); наложенный низкотемпературный метаморфизм. В разрезе архейского комплекса (6,8–12,2 км) средняя интервальная скорость продольных волн колеблется в пределах 5,7–6,5 км/с, причем максимальная скорость отмечается для амфиболитов и габбро дайкового комплекса, а минимальная — для слюдяных гнейсов и сланцев с ВГМ. В целом для архейского комплекса по сравнению с протерозойским характерна более низкая степень дифференциации толщ пород по скорости упругих волн.

Установлено, что данные о скорости распространения продольных волн в среде, полученные при широкополосном акустическом каротаже, сопоставимы с результатами сейсмических исследований ВСП в СГ-3 (см. рис. 7.1); отмечено существенное их различие с графиком скорости  $V(H)$ , определенным по годографам первых волн в методе ГСЗ на профиле Печенга-Ловно (Литвиненко, 1968). Осреднение кривой АК на базе, соизмеримой с длиной волны колебаний, используемых в ВСП, дает хорошую сходимость скоростных моделей АК и ВСП (см. рис. 7.1, б). Рассмотрена трехслойная модель среды с выделением двух контактов: в низах заполяринской свиты (гл. 4500 м) и подошвы протерозойского комплекса (гл. 6842 м). В слое I значения  $V_p$  по данным АК и ВСП отличаются незначительно, совпадают интервалы относительного снижения и повышения скорости. В слое II значения скорости по данным АК на 2–5 % ниже, чем по данным ВСП, интервалы значительных повышений  $V_p$  не выделены. В слое III скорость продольных волн по данным АК существенно ниже, чем по данным ВСП (разница до 15 %).

Скорость  $V(H)$  по ГСЗ (см. рис. 7.1, а) плавно увеличивается с глубиной — от 6,0 км/с при глубине  $H = 1$  км до 6,1–6,2 км/с при  $H = 11$  км. Сравнение кривых  $V(H)$  по ГСЗ и АК (см. рис. 7.1, а) показывает их существенное различие и по значению скорости, и по характеру ее изменения с глубиной. Это можно объяснить тем, что метод ГСЗ предусматривает использование низких частот (1–20 Гц) и проведение измерений на больших горизонтальных базах (50–300 км), что обуславливает осреднение свойств среды.

По данным ВСП и АК в разрезе СГ-3 можно выделить значительное число границ, на которых следовало бы ожидать формирования отраженных и обменных волн. Такими границами являются:

подошва свиты матер — кровля продуктивной ждановской свиты, глубина 1000–1100 м (ей соответствует отрицательный скачок  $V_p$ );

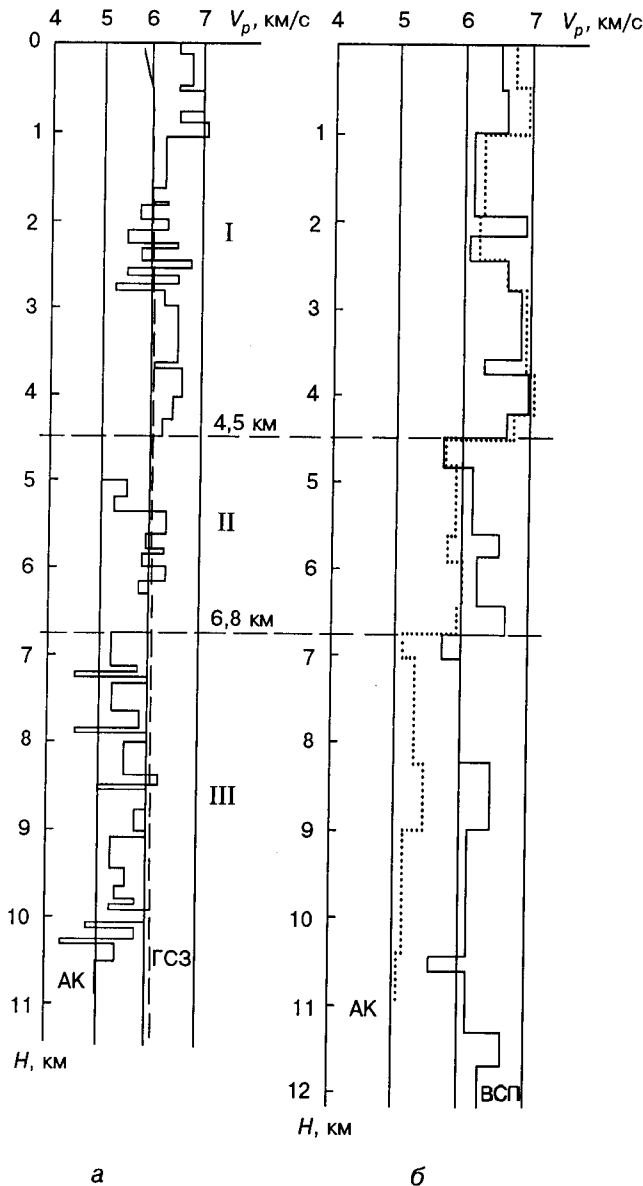


Рис. 7.1. Зависимость скорости  $V_p$  продольных волн от глубины  $H$  СГ-3:

а — по данным АК (измерения на базе 2 м) и ГСЗ (определение скорости по годографам первых волн); б — по данным ВСП и АК (сглаживание на базе 20 м)

ряд границ внутри ждановской свиты, обусловленных контактами метаосадочных пород с пластовыми интрузиями габброидов, интервал глубин 1100–2400 м; кровля заполярнинской свиты, глубина 2800 м (положительный скачок  $V_p$ );

граница в низах заполярнинской свиты, глубина ~4500 м (снижение  $V_p$  на 1000 м/с);

подошва лучломпольской свиты, глубина 4800–4900 м (положительный скачок  $V_p$ );

граница между карельским и кольско-беломорским комплексами пород, глубина 6830–6840 м (незначительное снижение  $V_p$ ).

На рис. 7.2 представлен вариант увязки скоростных разрезов по наземному и вертикальному сейсмическим профилям для генерализованной модели разреза СГ-3. Значения скорости  $V_p$ , измеренной на дневной поверхности и в стволе скважины СГ-3, сопоставлены для крупных стратиграфических свит (толщ) в табл. 7.2.

Корреляция горизонтального и вертикального разрезов весьма удовлетворительна:

на обоих разрезах по значениям скорости выделяют вулканиты матертской свиты;

для ждановской свиты характерна неустойчивость значений скорости, что объясняется ее неоднородным составом; пониженные значения  $V_p$  на наземном профиле (см. рис. 7.2) могут быть обусловлены либо различиями разреза ждановской свиты в вертикальном и горизонтальном сечениях, либо поверхностной дезинтеграцией пород;

заполярнинская свита характеризуется наиболее высокими значениями скорости продольных волн и одинаково уверенно прослежена как на вертикальном, так и на горизонтальном профилях;

низкоскоростной волновод в низах заполярнинской и лучломпольской свит прослеживается на поверхности такими же значениями скорости, как и на вертикальном профиле;

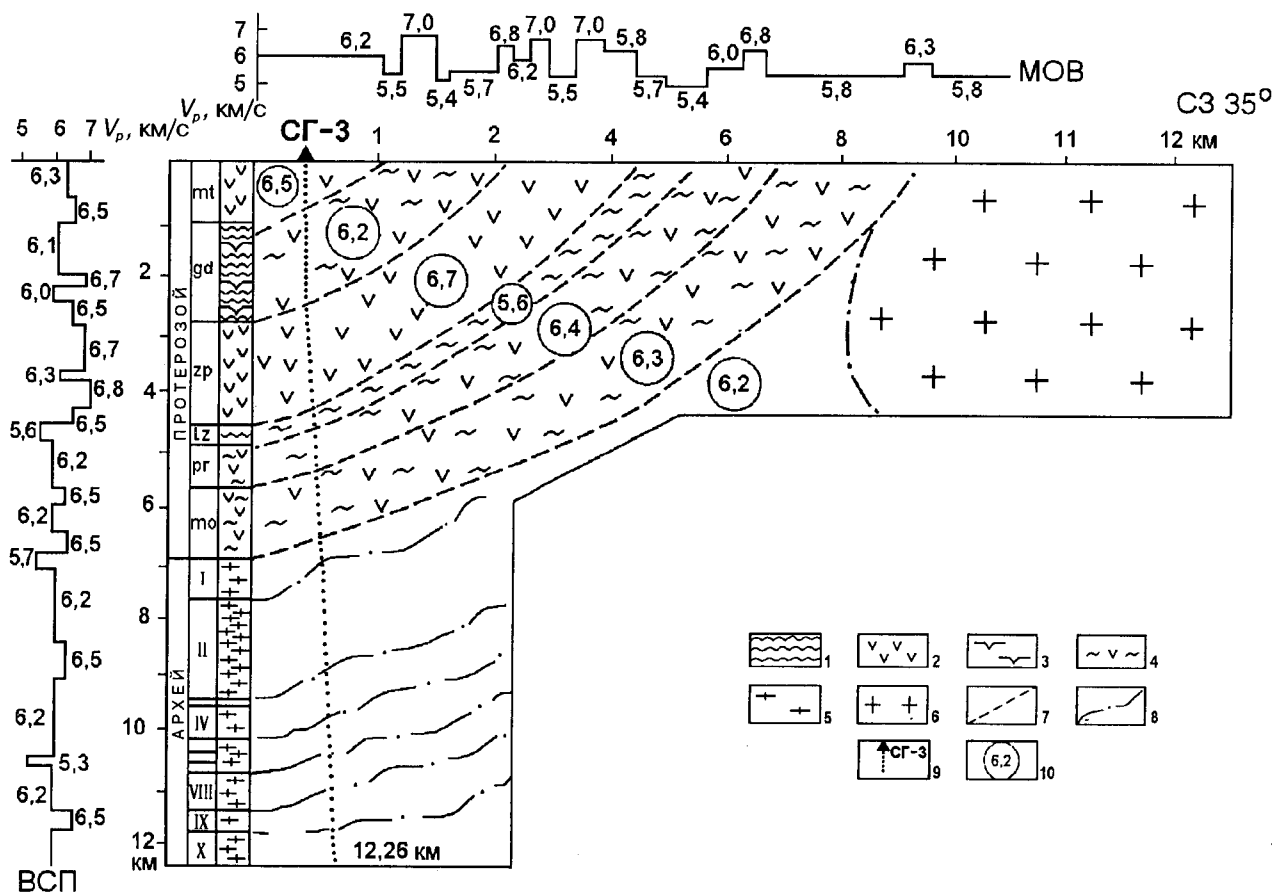


Рис. 7.2. Сейсмогеологическая модель участка бурения СГ-3; индексы свит и толщ соответствуют работе (Кольская сверхглубокая, 1984):

1 — метаморфизованные осадочные породы; 2 — эффузивы; 3 — интрузивы; 4 — аподиабазовые сланцы; 5 — породы гнейсового комплекса; 6 — граниты; 7 — границы слоев скоростной модели; 8 — контакты толщ архейского комплекса по геологическим данным; 9 — схема расположения СГ-3; 10 — значения скорости  $V_p$  в слоях модели, км/с

Таблица 7.2

Сопоставление пластовой скорости  $V_p$  по стволу СГ-3 и скорости вблизи дневной поверхности по данным наземных наблюдений

Комплекс	Свита (толща)	Состав	Глубина нижнего контакта по стволу СГ-3, км	Вертикальная мощность, км	$V_p$ ,* км/с
Карельский (протерозой)	Матертская	Эффузивы	1,06	1,06	$\frac{6,5}{6,5}$
	Ждановская	Осадки, эффузивы	2,80	1,74	$\frac{6,2}{6,2}$
	Заполяринская	Эффузивы	4,56	1,76	$\frac{6,7}{6,6}$
	Лучломпольская	Осадки	4,88	0,32	$\frac{5,6}{5,4}$
	Пиртиярвинская	Эффузивы	5,72	0,84	$\frac{6,0}{6,4}$
	Маярвинская	"	6,84	1,12	$\frac{6,3}{5,7}$
Кольско-беломорский (архей)	I-X	Гнейсы	12,0	5,16	$\frac{6,2}{5,8}$

\* В числителе — в скважине, в знаменателе — вдоль дневной поверхности.

породы пиртиярвинской и маярвинской свит на скоростных разрезах могут быть выделены условно;

граница раздела карельского и кольско-беломорского комплексов выделяется только на вертикальном скоростном разрезе.

Таким образом, характеристика разреза СГ-3 по параметру  $V_p$  подчиняется стратиграфическому контролю фактически для всей толщи пород карельского комплекса.

Верхнюю часть разреза СГ-3 (до глубины 4500–4600 м) можно уверенно представить наклонной толстослоистой скоростной моделью с мощным (до 1500 м) интервалом продуктивной ждановской свиты, имеющей черты волновода. В интервале глубин 4500–4900 м модель подстилается еще одним волноводом, кровля которого является хорошей отражающей границей. Интервал пониженной скорости в верхах архейского комплекса (на глубинах 6,8–7,2 км) также должен являться волнообразующей границей. В целом же для скоростной модели разреза СГ-3 характерна инверсия значений скорости  $V_p$  с глубиной. Природа сейсмических границ протерозоя и архея в СГ-3 существенно различаются (Строение литосферы..., 1993). Протерозойский разрез обладает четкой стратиграфической подчиненностью упругих свойств горных пород. В пределах архейского разреза изменение упругих свойств не имеет отчетливых геологических реперов. Это может быть обусловлено как недостаточной достоверностью используемых геологических моделей среды, так и существенным влиянием на упругие свойства физических факторов (трещиноватости, пористости, температуры и др.).

По данным детальных площадных исследований методом разведочной сейсмологии (МРС), проведенных ГПП «Невскгеология» в 1988–1993 гг., установлена устой-

чивая регистрация обменных волн от землетрясений и построена модель земной коры участка сверхглубокого бурения для цилиндра объемом около 1000 км<sup>3</sup> с расположенной в его центре скважиной СГ-3. По томографическим скоростным разрезам, полученным при интерпретации волн от ближних (0–50 км) и далеких (100–200 км) взрывов, можно сделать вывод об изменении скоростей продольных и поперечных волн вдоль геологических границ. Этот вывод подтверждает факт необходимости дифференцированного подхода к интерпретации сейсмоматериалов в части корреляции геологических и физических границ. Показана мозаично-блоковая структура геопространства СГ-3 с весьма различными по конфигурации и размерам блоками. Положение тектонических швов и разломов указывает на то, что Кольская сверхглубокая скважина оказалась в узле сочленения разломов северо-западного и северо-восточного простирания.

Сделана попытка увязать особенности полей обменных волн с другими физическими полями (рис. 7.3): вертикальной составляющей тензора напряжений, трещиноватостью (количеством прожилков и трещин на 1 м керна), скоростью  $V_p$  и  $V_s$ . Полученные сведения об обменоспособности (относительной интенсивности обменных волн) границ комплекса согласуются с обобщенной сейсмической моделью района. Границы с обменоспособностью 20% соответствуют: 1 — границе материнской свиты; 2 — низкоскоростному слою на глубине 3,7–3,8 км. Обменоспособностью 20–60% обладает интервал разреза в низах ждановской свиты, а также волновод в низах заполяринской свиты (глубина 4,5–4,9 км). Самой динамически выраженной границей по PS-волнам является поверхность, приуроченная к переходной зоне архея и протерозоя, на которой одно-

временно наблюдаются повышенные значения вертикальной составляющей тензора напряжений.

Теоретические исследования подтвердили возможность образования обменных волн значительной интенсивности (до 100%) на так называемых «нежестких» контактах, т. е. при условии вариаций жесткости контактирующих сред могут варьироваться интенсивности обменных волн вдоль поверхности раздела. При работах на СГ-3 установлена зависимость интенсивности обменных волн на тонком слое от количества прожилков и микротрещин (см. рис. 7.3). Особенно ярко это проявляется в диапазоне глубин 4,6–4,8 и 6,6–7,0 км, где

контактными являются узкие сильно трещиноватые зоны («нежесткие» контакты).

В основу международного эксперимента 1992 г. по проведению скважинных сейсмических наблюдений в СГ-3 с использованием вибрационных источников положена векторная модификация ВСП (ПМ ВСП), отличительной особенностью которой является высокая избирательность при разделении ложных волновых полей (Гальперин, 1981).

Уже на предварительном этапе обработки материалов ПМ ВСП по интервалу СГ-3 при рассмотрении волнового поля одной из наклонных компонент (1-я компо-

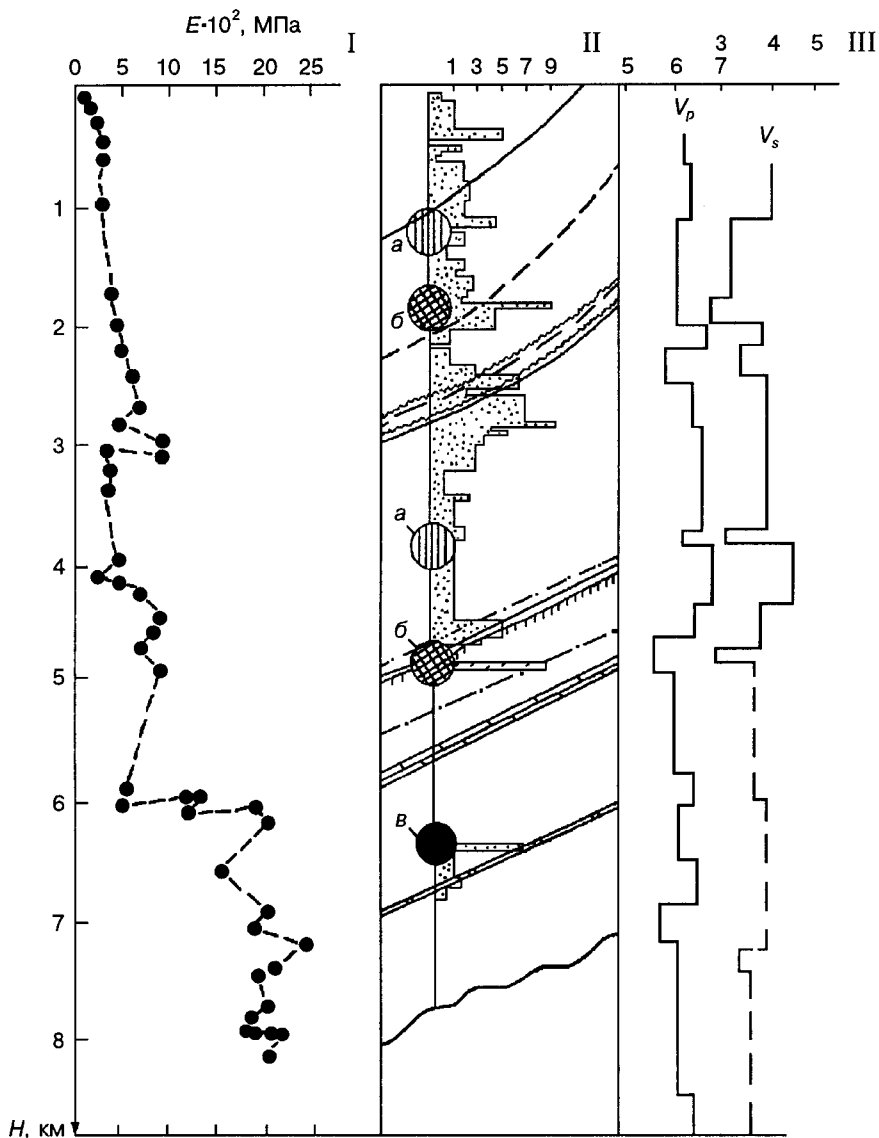


Рис. 7.3. Сопоставление геофизических полей, зарегистрированных в районе СГ-3:

I — вертикальная составляющая тензора напряжений (натурные измерения); II — количество трещин на 1 м керна; а, б, в — обменоспособность 0–20, 20–60 и 60–100% соответственно; III — скорости  $V_p$  и  $V_s$  (данные ВСП)

нента  $A_1$ ), полученных из ближнего к СГ-3 пункта возбуждения без предварительной ориентации (рис. 7.4), становится очевидным, что в структуре волнового поля важную роль играет мощный цуг прямой проходящей поперечной SV-волны, с которой связано формирование интенсивных монотипных и обменных проходящих и отраженных волн во временном интервале до 5 с и более (Караев, Смитсон, 1995). Кроме SV-волны, в волновом поле присутствуют многочисленные обменные волны типа PS, образованные прямой P-волной, на некоторых интервалах разреза СГ-3: 2,7–2,8; 3,6–3,7; 4,8–4,9; 5,6–5,7 км.

Обработка данных ПМ ВСП для изученного интервала разреза СГ-3 была ориентирована на решение следующих задач:

определение скорости распространения продольных и поперечных волн во внутренних точках среды в интервале глубин 2,1–6,0 км;

разделение и анализ волнового поля по различным параметрам, в том числе по параметрам поляризации волн;

определение элементов залегания отражающих границ для выделенных «восходящих» волн, их геологическая привязка.

С помощью ПМ ВСП в интервале глубин 2,1–6,0 км уточнены скоростные характеристики для падающих продольных  $V_p$  и поперечных  $V_s$  волн. Зависимости  $V_p(H)$  и  $V_s(H)$  в сопоставлении с данными АК показаны на рис. 7.5. Здесь же приведена сейсмограмма X-компоненты волнового поля из ближнего пункта возбуждения после вычитания падающих P- и S-волн, на которой удовлетворительно выделяются отраженные волны разных типов, от контактов пород карельского комплекса. Характер изменения  $V_p$  и  $V_s$  аналогичен. Дополнительно установлено, что в разрезе СГ-3 наиболее значительные изменения  $V_p$  и  $V_s$  соответствуют тонкослоистым пачкам метасадочных пород 2,7–2,8, 4,6–4,9, 5,6–5,7 км. В интервале глубин 4,6–4,7 км установлено наиболее существенное понижение скорости продольных волн: от 6,7 до 5,6 км/с. Этому интервалу разреза соответствует зона смены типа метаморфизма, а также тектонически ослабленная зона. Отношение  $V_s/V_p \approx 0,6$  практически не изменяется с глубиной и отклоняется от среднего не более чем на  $\pm 5\%$ .

В составе волнового поля сложной структуры доминирующим типом являются обменные волны, регистрируемые как в падающем, так и восходящем цугах. В цуге падающих волн (см. рис. 7.4) регистрируется и прямая поперечная волна, интенсивность которой в 1,5–2 раза больше продольной. Продольные монотипные отражения на сейсмограммах ПМ ВСП почти не выделяются или выделяются с трудом даже после вычитания падающих волн. Вообще этот весьма удивительный факт не получил еще своего полного объяснения. Ведь если при наблюдениях в скважине практически все волновое поле состоит из доминирующих по интенсивности обменных PS и отраженных SS волн, то при

наблюдениях на дневной поверхности устойчиво регистрируются и выделяются на сейсмограммах продольные отраженные волны, построения по которым не противоречат сведениям о глубинной структуре и морфологии изучаемого района. Одной из причин, обуславливающих этот феномен, является, по-видимому, различие в избирательности систем наблюдений ПМ ВСП и МОГТ.

Начиная с 1985 г., в пределах Печенгской структуры выполнен значительный объем профильных наблюдений методом общей глубинной точки (МОГТ). В качестве источников колебаний применялись линии детонирующего шнура (ЛДШ), точечные накладные заряды взрывчатых веществ (ВВ), позднее – невзрывные источники колебаний. Преобладающие объемы работ МОГТ на Печенгской структуре (в это время) выполнены с вибрационными источниками типа СВ-5–150. Профиль KOLA-SD по методике МОГТ-ШГСП был отработан с применением вибраторов типа MERTZ (Smythe, Smithson, 1994). Эффективность виброразведки МОГТ при изучении высокоскоростных сред кристаллического фундамента на примере докембрийских структурно-вещественных комплексов Кольского п-ва обсуждалась в многочисленных публикациях (Шаров, 1993).

Приведенная на рис. 7.6 стереопроекция глубинного строения околоскважинного пространства СГ-3 построена по двум взаимно перпендикулярным виброразведочным профилям МОГТ. Она демонстрирует возможности метода для геометризации фрагмента продуктивной ждановской толщи по увязке в пространстве отражающих границ как от внешних ограничений толщи, так и от границ, связанных с ее внутренним строением.

На профиле KOLA-SD (рис. 7.7) уверенно выделяются границы, связанные с кровлей и подошвой продуктивной толщи, а также непротяженные фрагменты отражающих границ в нижележащих свитах карельского и кольско-беломорского комплексов. Отражения фиксируются на глубинах до 15 км при относительно согласном залегании пород нижнего (архейского) этажа с вышележащими породами карельского комплекса. Главную роль в строении Печенгской структуры играет Порыташская система разломов, которая делит ее на Северную и Южную разновозрастные структурно-формационные зоны. На сейсмическом разрезе (см. рис. 7.7) наблюдается резкое изменение структуры волнового поля при переходе от Северной зоны к Южной. На разрезе присутствуют также сейсмические границы, возможно, соответствующие известным тектоническим нарушениям, по которым могло происходить гипотетическое «чешуирование» Печенгской структуры при надвиговых перемещениях с юга на север во время закрытия палеорифта.

Таким образом, выполненное обобщение первичных сейсмических материалов, различных по детальности

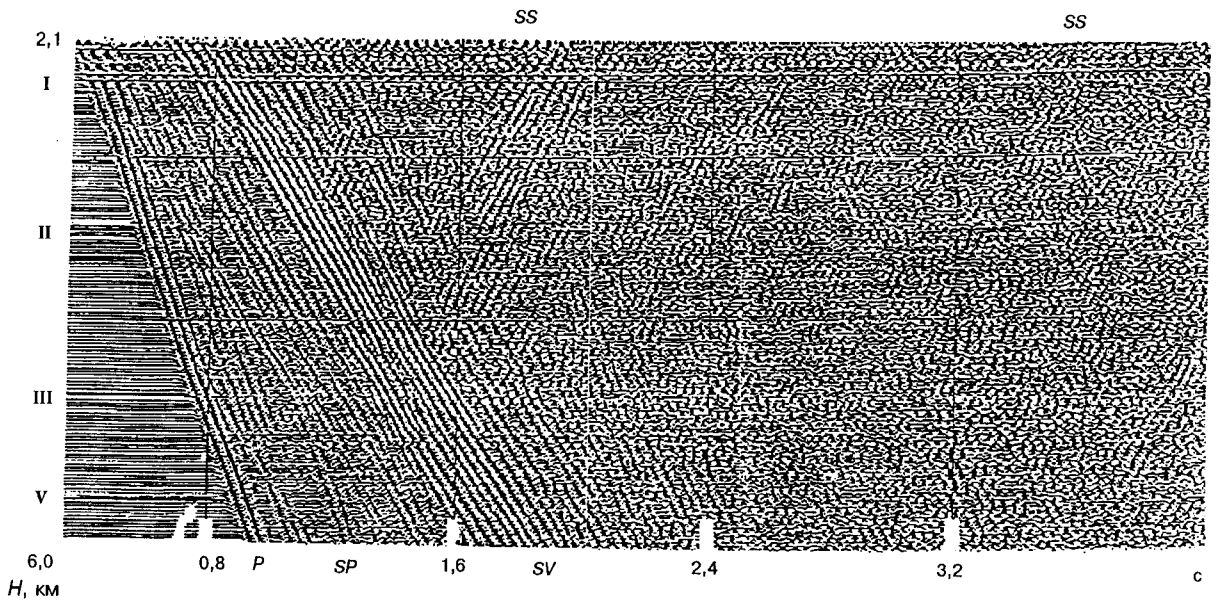


Рис. 7.4. Первичная запись  $A_1$ -компоненты волнового поля в СГ-3; на сейсмограмме зарегистрировано интенсивное поле падающих и отраженных монотипных и обменных волн

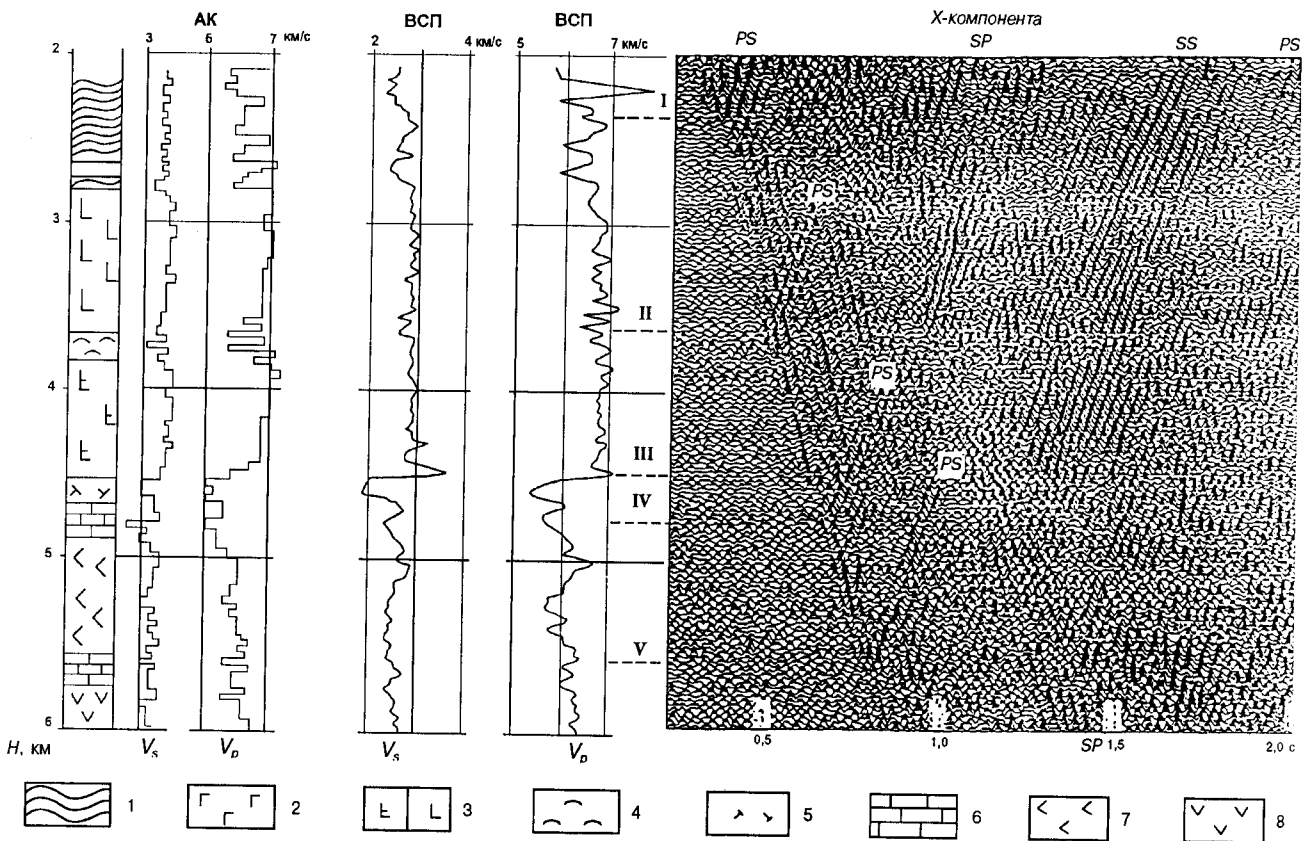


Рис. 7.5. Зависимости  $V_{p,s}(H)$  по данным АК и ПМ ВСП и поле отраженных волн после вычитания P- и S-волн (X-компонента) в интервале 2,1–6 км:

- 1 — метаморфизованные туфогенно-осадочные породы; 2 — габбро-диабазы; 3 — толеитовые базальты; 4 — туфоконгломераты; 5 — катаклазированные дациты; 6 — кварциты, песчаники, доломиты; 7 — трахибазальты; 8 — андацитито-базальты

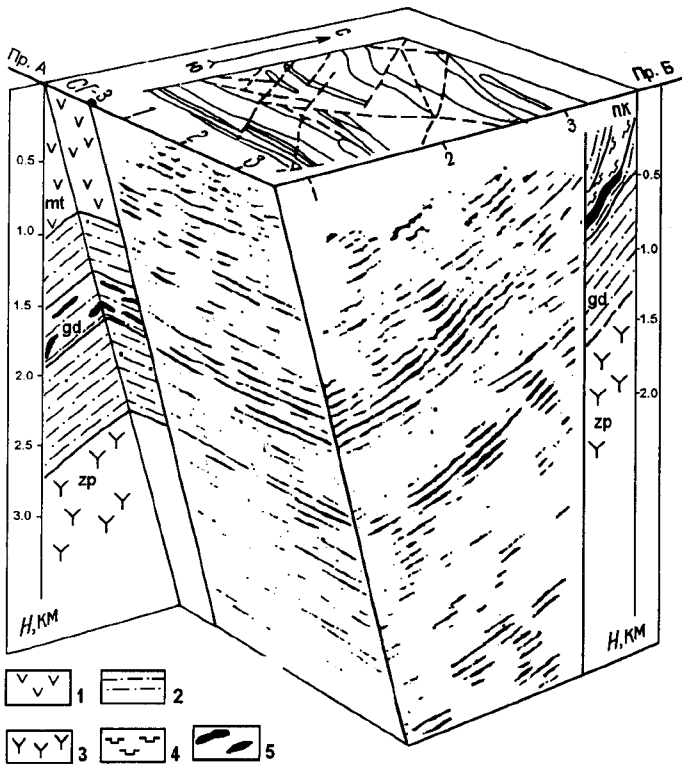


Рис. 7.6. Стереопроекция глубинного строения среды в районе СГ-3 по данным виброрейсморазведки МОГТ:  
 1 — матертская свита; 2 — ждановская свита; 3 — заполярнинская свита; 4 — перидотиты; 5 — медно-никелевые руды

и глубинности исследований — наземных сейсмических методов (МОВ, ОГТ, МОВЗ), скважинных (АК, ПМ ВСП), полученных в районе бурения Кольской сверхглубокой скважины, позволяет утверждать, что большинство отражающих площадок приурочено к литологическим границам печенгского комплекса и фиксирует положение отдельных свит. Протяженные отражающие границы приурочены также к тектоническим зонам надвигового типа с интенсивным катаклизмом и рассланцеванием пород.

Менее определено устанавливается геологическая природа сейсмических границ, расположенных ниже печенгского комплекса. Рассмотрим, например, природу отражающих площадок с короткими осями синфазности, фиксируемых на глубине 8,2–8,4 км. Скважиной СГ-3 в этом интервале вскрыта средняя часть толщи II кольской серии, которая характеризуется максимальной амфиболитонасыщенностью (до 40% разреза). Для этого интервала мощностью 0,6 км по данным ВСП установлена максимальная для гранитогнейсовых образований скорость продольных волн (6,4 км/с на фоне 6,1–6,2 км/с). Поэтому имеются все основания связывать эти отражающие площадки с горизонтом аномальной амфиболитонасыщенности. Сложная складчатая структура образований кольской серии исключает присутствие в разрезе сколько-нибудь протя-

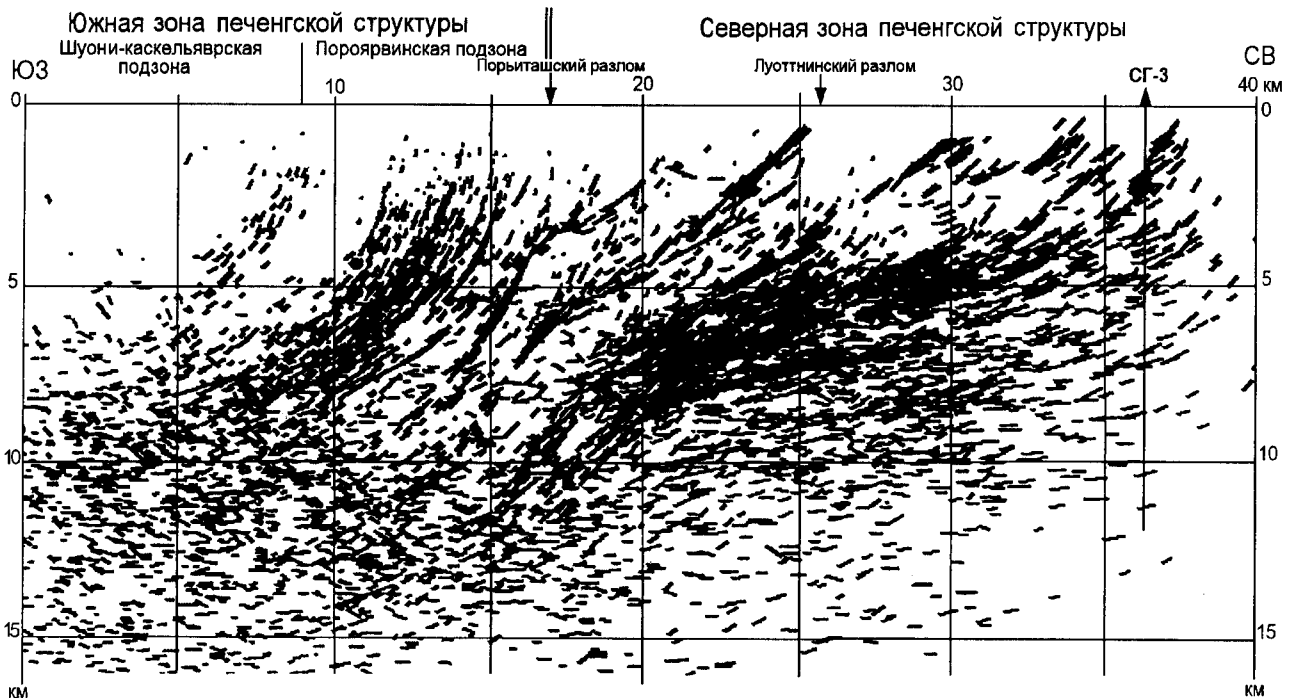


Рис. 7.7. Мигрированный разрез ОГТ по профилю KOLA-SD.  
 Составили Ю. В. Ганьшин, С. Смитсон, Н. В. Шаров (Сейсмологическая модель..., 1997)

женных горизонтов такой природы, а связанные с ними отражающие площадки характеризуются очень короткими осями синфазности и имеют значительный разброс по глубине. Архейский разрез содержит два интервала с относительно низкой скоростью на глубине около 7 и 10,5 км. Оба они приурочены к зонам разрывных нарушений, а верхний интервал (на глубине 6,8–7,2 км), кроме того, — к контакту архейского и печенгского комплексов пород.

Вся толща пород протерозоя представляет собой высокоскоростной косослоистый блок, который по отношению к нижележащей архейской толще является сейсмическим экраном. При этом в районе скважины СГ-3 выявлена сложная купольно-блоковая структура архейского комплекса, осложненная крутопадающими и субвертикальными глубинными разломами. Описываемый разрез коренным образом отличается от традиционных представлений о связи глубинных сейсмических разделов кристаллической коры с мощными горизонтальными слоями. Разрез представлен чередованием сравнительно маломощных (сотни метров) интервалов, отличающихся по скорости. Это позволяет предположить, что глубинные сейсмические разделы кристаллической коры представляют собой композицию трехмерных гетерогенных тел.

#### 7.4. Природа геоэлектрических границ в пространстве СГ-3

Сведения о характере геоэлектрических границ в пространстве СГ-3 получены по результатам электрокаротажа (БК и частично КС), измерений сопротивления на образцах керна при обычных и высоких термодинамических параметрах и путем сопоставления данных каротажа с результатами электропрофилирования на дневной поверхности.

Наиболее надежные сведения об электрическом разрезе в скважине получены с помощью трехэлектродного бокового каротажа с фокусировкой (БК). Этот метод позволяет получать близкие к истинным значения кажущегося удельного электрического сопротивления  $\rho_k$  пород в широком диапазоне изменений диаметра скважины и бурового раствора (Пирсон, 1966). Глубина исследования зонда БК примерно равна трехкратной длине охранного электрода, что составляет в условиях СГ-3 4–5 м.

Характер и природа геоэлектрических границ протерозоя и архея в СГ-3 существенно различаются. Протерозойский разрез обладает четкой стратиграфической подчиненностью электрических свойств пород. В пределах архейского разреза изменения электропроводности не имеют отчетливых геологических реперов; резкие перепады  $\rho_k$  наблюдаются на фоне плавных, постепенных изменений кажущегося сопротивления, обусловленных физическими факторами (влажностью, трещиноватостью, температурой).

Протерозойский и архейский разрезы изучены с применением разных установок бокового каротажа. В протерозойском разрезе, где широко распространены аномально проводящие слои, использовалась установка ТБК, обладающая повышенной чувствительностью к хорошим проводникам, но ограниченным диапазоном измерений в области высоких значений  $\rho_k$  (не выше  $2 \cdot 10^4$  Ом·м). В пределах архейского разреза, отличающегося в среднем более высоким сопротивлением по сравнению с протерозойским разрезом, применялась установка КБК-2, более чувствительная в области высоких значений сопротивления (до  $10^6$  Ом·м). В силу отмеченных выше технических, а также геологических причин рассмотрение природы геоэлектрических границ протерозоя и архея приведено далее раздельно.

В протерозойской группе наиболее отчетливо по электрическим свойствам выделяется ждановская свита (интервал глубин 1059–2805 м), известная также под названием продуктивной толщи. Она характеризуется частым чередованием проводящих и плохопроводящих прослоев. Проводящие прослои ( $1-10^2$  Ом·м) представлены филлитовидными углеродистыми сланцами с сульфидной пирит-пирротиновой минерализацией. Плохопроводящие прослои ( $10^2-10^4$  Ом·м) представлены вулканогенными основными и ультраосновными породами, повсеместно «зараженными» сульфидной пирит-пирротиновой минерализацией.

Верхнюю часть разреза занимают вулканогенные образования матертской свиты (0–1059 м). Скважина пересекает нижнюю часть свиты, сформировавшуюся в условиях постепенного увеличения туфовых и лавовых прослоев на фоне затухающего процесса осадконакопления. Эти особенности геологической истории нашли отражение в геоэлектрическом разрезе в виде частого переслаивания проводящих филлитовидных сульфидно-углеродистых прослоев с непроводящими вулканогенными горизонтами на фоне общего снижения среднего сопротивления пород вниз по разрезу. В целом две верхние свиты (матертская — вулканогенная и ждановская — осадочная) выделяются в виде неоднородного проводящего горизонта от дневной поверхности и до глубины 2805 м.

Три нижние вулканогенные свиты (заполяринская, пирттиярвинская и маярвинская, интервал глубин 2805–6835 м) характеризуются в среднем высоким сопротивлением (выше  $2 \cdot 10^4$  Ом·м). Наиболее однородным строением и высоким сопротивлением среди них отличается заполяринская свита. В пределах нижних двух вулканогенных свит наблюдается изрезанная кривая  $\rho_k(H)$  с отдельными понижениями  $\rho_k$  до  $10-10^3$  Ом·м в пределах маломощных туфогенных и туфогенно-осадочных прослоев. Уменьшение сопротивления обусловлено присутствием электронно-проводящих минералов, среди которых, наряду с углеродистыми образованиями и сульфидами, все чаще появляется магнетит. Пониженные значения характер-

ны также для осадочных свит — лучломпольской, кувернеринькоской и телевинской.

Важная дополнительная информация о характере и природе электропроводности пород в разрезе СГ-3 получена при измерениях на образцах керна (Кольская сверхглубокая, 1984). Исследования тонкопроводящих структур под микроскопом с применением однополюсной установки (Жамалетдинов, 1979) позволили установить следующие их особенности. Главным агентом высокой проводимости является тонкодисперсное углеродистое вещество, пронизывающее структуру породы в виде пленок и ореолов темной пигментации со следами межслоевой микротектоники. Согласно большинству исследователей (Marmo, 1960; Сидоренко, Сидоренко, 1975), сульфидно-углеродистые образования имеют первично-осадочное происхождение. Под действием давления и температуры органическое вещество приобрело электронно-проводящие свойства. Распределение электропроводности согласуется с ритмично-зональным строением пород. Это косвенно свидетельствует в пользу того, что преобразование вещества происходило изохимическим путем сингенетично с осадконакоплением.

Исследования на однополюсной установке керна СГ-3 позволили также оценить ритмичность осадконакопления отдельных интервалов в единицах пространственных частот

$$f_n = \frac{1}{\Delta Z},$$

где  $\Delta Z$  — линейные размеры чередующихся проводящих и непроводящих прослоев (Бахвалов и др., 1981).

На рис. 7.8 сопоставлены результаты электрокаротажа СГ-3 с данными электропрофилирования на дневной поверхности, показано положение профиля АБ и приведены для сравнения результаты магнито-разведки. Горизонтальное (продольное) сопротивление  $\rho_l$  (см. рис. 7.8, z) определялось путем пересчета значений кажущегося сопротивления  $\rho_k$  в  $\rho_l$  по интервалам с шагом  $\Delta Z = 120$  м:

$$\rho_{li} = \frac{\Delta Z}{\Delta S_i}, \quad (7.6)$$

$$\text{где } \Delta S_i = \int_{z_i-0,5\Delta Z}^{z_i+0,5\Delta Z} \frac{1}{\rho_k(Z)} \delta Z;$$

$\Delta Z$  — шаг интегрирования;  $Z_i$  — глубина до текущего шага интегрирования;  $\delta Z$  — шаг наблюдений по глубине;  $Z$  — текущая глубина отсчетов  $\rho_k$ .

Можно отметить четкую корреляцию пространственного положения и значений сопротивления проводящих прослоев, измеренных на поверхности и в скважине. В то же время сопротивление плохопроводящих горизонтов по измерениям в скважине почти

в 10 раз меньше, чем на дневной поверхности. Расхождение объясняется техническими особенностями установки ТБК: ограниченностью верхнего предела измеряемых значений  $\rho_k$  величиной  $2 \cdot 10^4$  Ом·м. Строгое сохранение взаимных линейных пропорций в расположении проводящих прослоев в скважине и на поверхности (см. рис. 7.8) подтверждает моноклинальное залегание пород с углом  $\sim 5^\circ$ .

Архейский разрез СГ-3 изучен с помощью электрокаротажа в интервале глубин 6850–10650 м. Результаты обработки данных электрокаротажа представлены на рис. 7.9, на котором, наряду с кривой кажущегося сопротивления  $\rho_k$ , приведены кривые вертикального сопротивления  $\rho_n$ , горизонтального сопротивления  $\rho_l$  и анизотропии электропроводности  $\lambda$  при шаге осреднения 30 и 360 м. Вертикальное сопротивление рассчитывали по такому же, как для  $\rho_l$ , алгоритму [формула (7.6)]:

$$\rho_{ni} = \frac{\Delta T_i}{\Delta Z}, \quad (7.7)$$

$$\text{где } \Delta T_i = \int_{z_i-0,5\Delta Z}^{z_i+0,5\Delta Z} \rho_k(Z) \delta Z; \quad \lambda = \sqrt{\rho_n / \rho_l}.$$

Применение двух шагов осреднения (30 и 360 м) предусматривает два возможных варианта интерпретации результатов. При шаге осреднения 360 м (много большем мощности отдельных проводящих прослоев) предполагается, что все элементы электрической неоднородности разреза вносят пропорциональный вклад в его электропроводность и имеют широкое, региональное распространение в горизонтальной плоскости (т. е. их горизонтальные размеры много больше глубины скважины). В этом случае кривая  $\rho_n$  приобретает сглаженный вид с явной тенденцией к монотонному снижению сопротивления с глубиной: от  $3 \cdot 10^5$  Ом·м при  $Z = 7$  км до  $2 \cdot 10^4$  Ом·м при  $Z = 10,6$  км (см. рис. 7.9). На кривой продольного сопротивления  $\rho_l$  наблюдаются широкие участки резко пониженного сопротивления (до  $10^3$  Ом·м), наряду с участками высокого сопротивления (до  $7 \cdot 10^5$  Ом·м). Средняя интегральная кривая  $\rho_l$  на фоне разброса в 2–3 порядка может быть проведена в виде прямой линии на уровне  $\rho_l \approx 1,5 \cdot 10^4$  Ом·м. На кривой анизотропии при этом варианте интерпретации появляется широкая зона высоких значений  $\lambda$  — до 5–7 единиц в диапазоне глубин 7–8 км.

При шаге осреднения в 30 м (порядка средней мощности проводящих прослоев) кривые  $\rho_n$ ,  $\rho_l$  и  $\lambda$  сохраняют основные черты исходной кривой  $\rho_k$ . В этом случае имеется возможность для второго варианта интерпретации результатов в предположении, что аномально проводящие прослои, отличающиеся по значениям параметров более чем на 1,5 порядка от фоновой кривой, имеют локальное распространение и могут быть исключены из

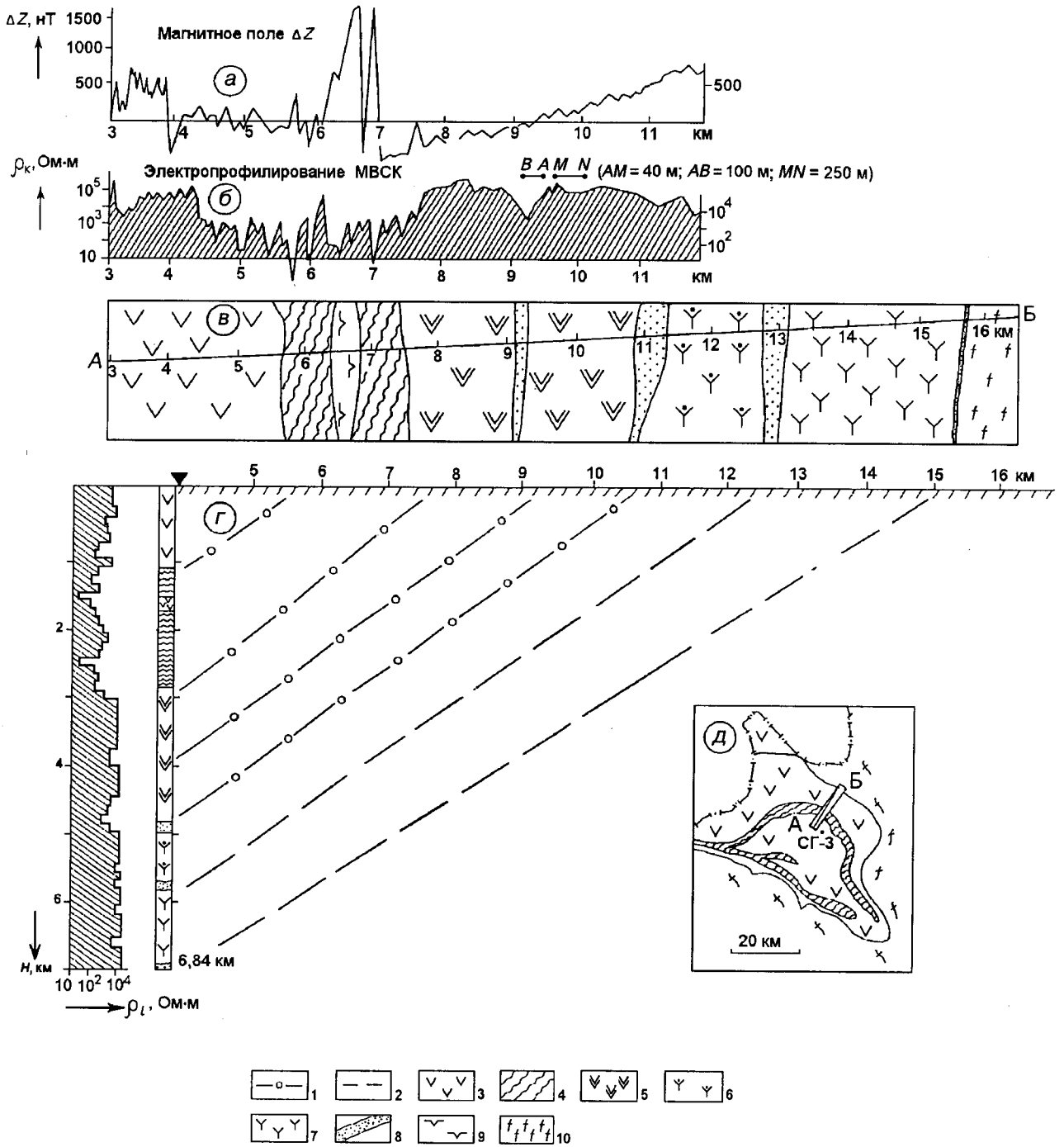


Рис. 7.8. Сопоставление результатов электрокаротажа СГ-3 с геофизическими наблюдениями на поверхности (протерозойский разрез):

а — магниторазведка; б — электропрофилеирование МВСК; в — геологическая схема вдоль профиля АБ; г — изменение горизонтального (продольного) сопротивления  $\rho_l$  и геологический разрез по скважине; д — положение профиля АБ на геологической схеме; 1 — предполагаемые границы пластов по результатам корреляции геоэлектрических данных; 2 — то же, по геологическим данным; 3 — матерская свита; 4 — ждановская свита; 5 — заполярнинская свита; 6 — куэтьярвинская серия; 7 — ахмалахтинская серия; 8 — осадочные породы; 9 — ультраосновные интрузии; 10 — гранитогнейсы

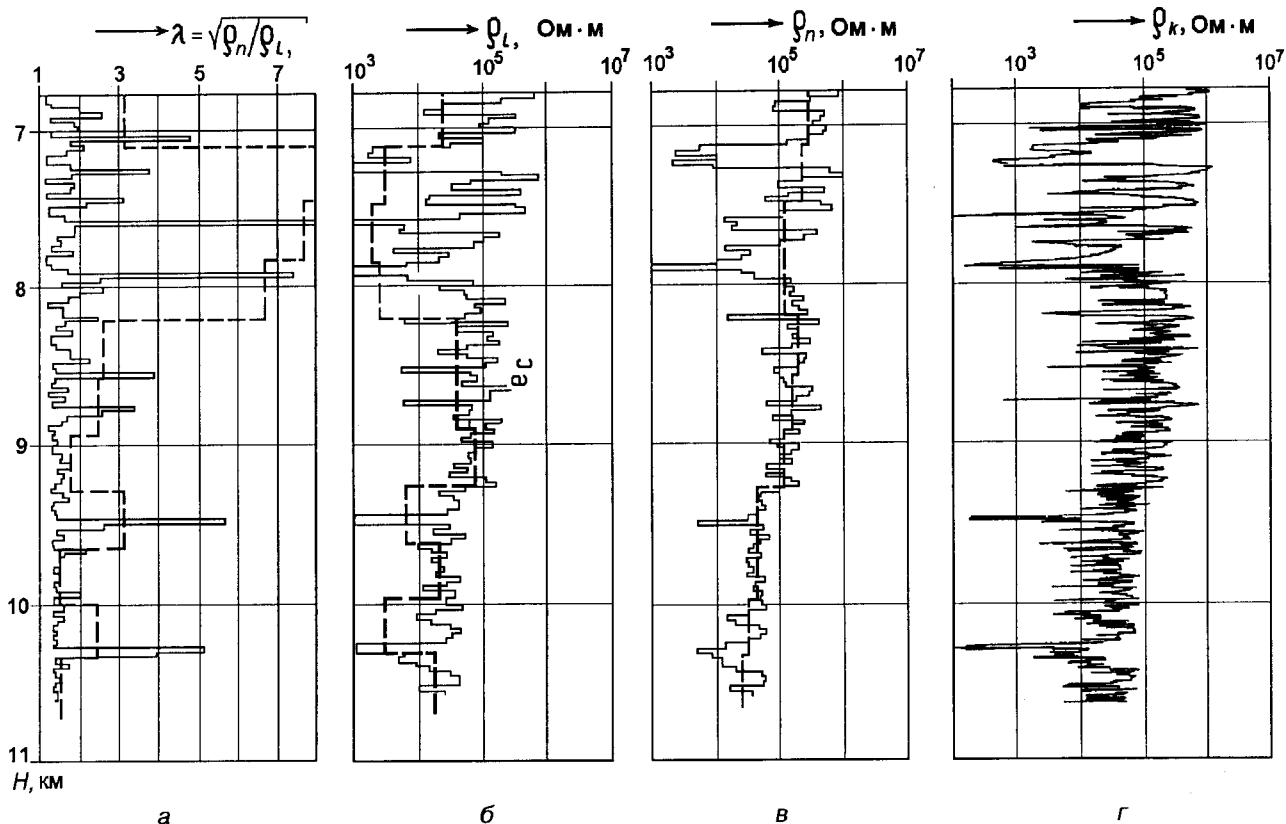


Рис. 7.9. Результаты обработки данных электрокаротажа в пределах архейского разреза СГ-3 при шаге осреднения 30 (—) и 360 м (---): а — анизотропия электропроводности  $\lambda$ ; б — горизонтальное электрическое сопротивление  $\rho_l$ ; в — вертикальное электрическое сопротивление  $\rho_n$ ; г — кажущееся сопротивление  $\rho_k$  по результатам каротажа с установкой КБК-2

рассмотрения при анализе влияния региональных (физических) факторов. В этом случае осредненные кривые  $\rho_n$  и  $\rho_l$  имеют конформный вид; кривая  $\rho_l$  смещена относительно  $\rho_n$  примерно на 0,3–0,5 порядка, средняя кривая анизотропии при этом проходит на уровне 1,5–2.

Результаты обработки электрокаротажа скважины СГ-3 совмещены на рис. 7.10 с аналогичными данными по скважине Гравберг в Швеции (Pedersen et al., 1988). Полученные кривые  $\rho_n$ ,  $\rho_l$  и  $\lambda$  удовлетворительно согласуются между собой. Они отражают свойства «синтетического» полного разреза СГ-3, на котором вместо аномально проводящего, резко неоднородного вулканогенно-осадочного разреза Печенги помещен «нормальный» среднепротерозойский разрез гранито-гнейсового состава, пересеченный скважиной Гравберг в интервале глубин 0–6 км.

Два варианта обработки результатов электрокаротажа (см. рис. 7.10) позволяют сопоставить альтернативные модели интерпретации природы геоэлектрических границ в архейском разрезе.

В варианте с шагом осреднения 360 м (см. рис. 7.10, б) изменение электропроводности с глубиной может быть обусловлено физическими факторами: влажностью,

трещиноватостью и температурой. При этом в диапазоне глубин 7–10 км содержание флюидов составляет не менее 1%, о чем свидетельствует наблюдаемое низкое сопротивление  $\rho_l$  и быстрое уменьшение  $\rho_n$  с глубиной — ~ 0,3 порядка  $\rho$  на 1 км глубины.

В варианте с шагом осреднения 30 м (см. рис. 7.10, а) для объяснения полученных результатов необходимо привлечение не только физических, но и геологических факторов. Задача эта затруднена в связи с плохим выходом керна. Тем не менее по отдельным совпадениям аномалий проводимости на глубинах 7600, 7850 и 9450 м с зонами магнетитового оруденения можно предположить, что эти и другие подобные аномалии, отмеченные стрелками на рис. 7.10, а, имеют не флюидную, а рудную природу и, следовательно, обладают локальной протяженностью по простиранию. Зона резкого уменьшения  $\rho$  в интервале 9200–9400 м, по-видимому, также имеет геологическую природу, так как в разрезе здесь встречены тальк-биотит-актинолитовые сланцы по ультраосновным породам. Ниже по разрезу залегают в целом более основные и более проводящие толщи амфиболитов и гнейсов, среди которых встречаются тела железистых кварцитов, зоны магнетитового и титано-магнетитового оруденения.

С физическими факторами (модель на рис. 7.10, а) следует связывать общую изрезанность кривой  $\rho_k$  и наблюдаемый на этом фоне плавный спад  $\rho_k$  (см. рис. 7.9, з). Изрезанность кривой, по-видимому, обусловлена и общей расслоенностью коры при незначительном (0,2–0,3%) содержании флюидов. Расслоенность эта носит региональный характер и определяет наблюдаемую относительно невысокую анизотропию разреза с коэффициентом  $\lambda \approx 1,5 \pm 2$  в диапазоне глубин 4–10 км.

Плавные, градиентные изменения электрического сопротивления пород как показателя влияния физических факторов, связанных с увеличением глубины, следует рассматривать лишь на отдельных участках, вне ступенчатых и скачкообразных изменений  $\rho$  (интервалы 8–9, 9,5–10,5 км). Такие оценки правомерны при градиенте изменения  $\rho \approx 0,1$  порядка удельного электрического сопротивления на 1 км глубины. При среднем геотермическом градиенте 15–20°C/км подобный спад  $\rho$  может быть полностью объяснен влиянием возрастающей с глубиной температуры.

Таким образом, анализ геоэлектрических данных СГ-3 показывает, что природа электропроводности докембрийской кристаллической коры определяется двумя группами факторов — геологическими и физическими. Среди геологических факторов ведущую роль играет присутствие электронно-проводящих сульфидно-углеродистых пород, развитых, главным образом, в пределах протерозойского комплекса (Семенов, 1970; Жамалетдинов, 1990). К физическим факторам, влияние которых преобладает в архее, относятся влажность, температура и давление. При этом возможны два варианта трактовки результатов.

В первом варианте участвуют только физические факторы (см. рис. 7.10, б). В этом случае кора должна обладать значительной продольной проводимостью уже на глубинах 5–10 км благодаря предполагаемому присутствию флюидов в количестве до 1% и более в субгоризонтальных бесконечно протяженных тонких прослоях. Этот вариант интерпретации согласуется с большинством известных результатов аудиоманнителлурических и магнитотеллурических исследований на Балтийском щите (Ковтун, 1989; Jones, 1982; Pedersen, 1988).

Второй вариант интерпретации (см. рис. 7.10, а) предполагает совместное влияние геологических и

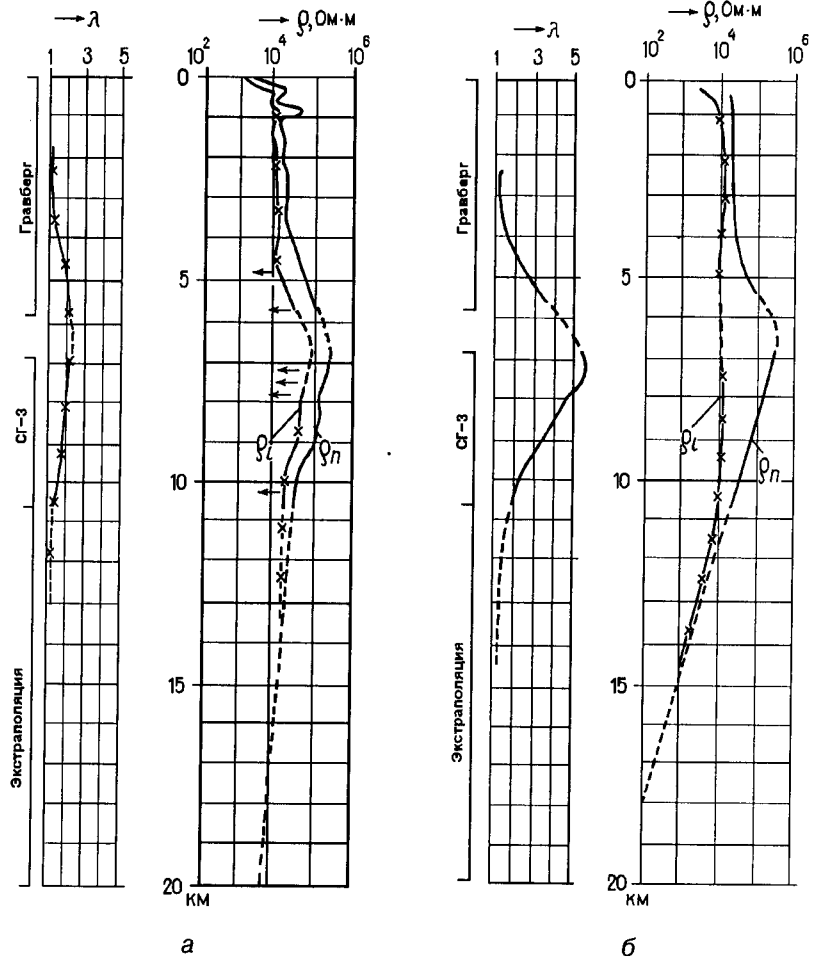


Рис. 7.10. Два варианта совместной интерпретации результатов электрокаротажа скважин СГ-3 и Гравберг, представленных в виде кривых горизонтального  $\rho_h$  и вертикального  $\rho_v$  электрического сопротивления и анизотропии  $\lambda$  электропроводности: а — без учета влияния anomalно проводящих прослоев (показаны стрелками на кривых вертикального и горизонтального сопротивления; шаг осреднения 30 м); б — с учетом влияния всех встреченных в разрезе проводящих прослоев (шаг осреднения 360 м)

физических факторов. В этом случае роль физических факторов ограничивается преобладающим влиянием температуры. Предполагается незначительное содержание флюидов (0,2–0,3% и менее) вдоль субгоризонтальных плоскостей расслоения коры и возможное проявление анизотропии электропроводности с коэффициентом 1,5–2. Средние значения горизонтального и вертикального сопротивлений находятся в пределах  $6 \cdot 10^4$  и  $3 \cdot 10^5$  Ом-м соответственно на глубине 7–9 км. Этот вариант интерпретации в большей мере согласуется с результатами глубинных зондирований с мощными контролируруемыми источниками (Жамалетдинов, 1990).

Решение вопроса интерпретации данных электрокаротажа СГ-3 в пользу того или иного из двух представленных вариантов объяснения природы геоэлектрических границ требует постановки дополнительных

исследований. В частности, целесообразно продолжить элетрическое профилирование на дневной поверхности в геотраверсе СГ-3, а также провести прецизионные зондирования с естественными и контролируемыми источниками в пределах выходящих на дневную поверхность однородных архейских блоков земной коры, не нарушенных присутствием электронно-проводящих образований.

### 7.5. Экстраполяция данных геофизических исследований при сверхглубоком бурении на территории Балтийского щита

Балтийский (Фенноскандинавский) щит — весьма консервативный структурный элемент, сохраняющий свое строение в течение последних полутора миллиардов лет. Этот регион является естественным полигоном для исследований физических параметров кристаллического комплекса земной коры и служит объектом всестороннего международного изучения. Здесь применялся весь комплекс современных глубинных геолого-геофизических исследований, включая бурение двух сверхглубоких скважин — на Кольском полуострове (СГ-3) и в Центральной Швеции (скв. Гравберг).

Кольская скважина СГ-3 предоставила исключительную возможность оценить результаты исследований методом ГСЗ строения верхней части земной коры, проведенных в начале 60-х годов. Развенчав гипотезу о «базальтовом слое» на глубине 7 км под Печенгской структурой, скважина позволила определить реальный состав и сейсмические характеристики среды до глубины 12 км. Особенностью разреза СГ-3, определяемой локальными условиями — местом ее бурения, является залегание в его верхней части пород с наиболее высокой для всего разреза скоростью продольных волн (до 6,7 км/с). Это — протерозойский эффузивно-осадочный комплекс Печенгской структуры. Разрез архейских гнейсов (глубже 6,8 км) характеризуется преобладающей скоростью продольных волн 6,1–6,2 км/с.

В целом разрез СГ-3 типичен для карелид щита и других его структур, где в верхней части залегают породы со скоростью упругих волн большей, чем в нижележащих образованиях. Нижняя часть разреза СГ-3 (архейский гнейсовый комплекс) по преобладающему значению скорости упругих волн на глубине 7–12 км сходна с типичными гнейсовыми комплексами Балтийского щита (Шаров, 1993). Увеличение скорости волн вблизи поверхности на Балтийском щите связано с наличием высокометаморфизованных комплексов (гранулитов) и вулканических серий основного состава. Во всех случаях эти высокоскоростные образования не прослеживаются на значительную глубину, а подстилаются более низкоскоростным комплексом пород.

Подводя итоги проведенным сейсмическим работам в районе СГ-3, можно утверждать, что основные сейсмические границы в пределах Печенгской структуры связаны с изменениями упругих свойств среды, вызванными различием состава пород (литолого-стратиграфические границы) либо изменением физического состояния пород: раздробленностью, дезинтеграцией, динамометаморфизмом (тектонические границы). Естественно, что прослеживаемые границы не связаны с одной и той же пачкой пород, поэтому в большинстве случаев приходится вести групповую корреляцию горизонтов, так как для высокометаморфизованных толщ трудно допустить пространственную выдержанность границ раздела, подобную той, что имеет место в осадочных бассейнах.

Кроме границ внутри осадочно-вулканогенных пород протерозойского комплекса, на многих профилях в пределах Печенгской структуры регистрируются отраженные волны от границы раздела между древними супракrustальными образованиями архея и вышележащими более поздними породами. Существование подобной границы можно распространить на отдельные блоки Балтийского щита, так как возрастные различия, а следовательно, количество фаз наложенного метаморфизма, многообразные виды складчатости, преобразование состава ведут к изменению физических свойств пород по сравнению с относительно более поздними структурно-вещественными комплексами. Сейсмическая граница между ними обусловлена различием упругих свойств, несогласностью залегания, тектонизацией контакта.

В 1985 г. проведены сейсмические исследования МОВ по серии профилей в пределах кольцевой структуры Сильян (Центральная Швеция) и сопоставление полученных результатов с данными бурения сверхглубокой скважины Гравберг (Deep Drilling..., 1988). Сейсмические профили пересекли эту структуру в меридиональном и широтном направлениях. Наиболее интересный результат проведенных сейсмических исследований — установление в северной части кольцевой структуры Сильян серии субгоризонтальных отражающих горизонтов. Три верхних из них вскрыты скважиной Гравберг, глубина которой 6337 м. Оказалось, что горизонты связаны с долеритовыми интрузиями мощностью 20 и 60 м и тонкорасчлененной зоной с отдельными слоями мощностью 3–9 м. Интрузии поступили в гранитный массив по разломам. Отражающие горизонты обусловлены, таким образом, контактами принципиально разных пород и тектоническими плоскостями.

На основании наблюдений с помощью ГСЗ особенностей вступлений первых волн и результатов исследований методами АК, ВСП скважины СГ-3 можно предположить, что относительно протяженные волноводы являются не исключением, а правилом для сложных разрезов консолидированной коры Балтийского щита.

Внутренняя структура волноводов и положение их в разрезе могут быть различны. Как следует из распределения скорости упругих волн в вертикальном разрезе СГ-3 (Проблемы комплексной..., 1991), волноводные структуры на рассматриваемых глубинах представлены чередованием пластов с относительно малой мощностью (сотни метров). Можно полагать, что и латеральная протяженность таких объектов также невелика (до первых километров), и поэтому внутренняя структура волноводных участков разрезов меняется в горизонтальном направлении.

Специально проведенное Н. Е. Галдиным (1993) структурно-петрологическое изучение архейского комплекса по СГ-3 показало, что в интервале глубин 9,2–11,2 км залегает зона максимальной деформации и сильного диафореза пород. Многие типы пород, в первую очередь породы с высоким содержанием кварца и кислого полевого шпата, имеют здесь сильную трещиноватость и нередко претерпевают полное дробление, что приводит к снижению скорости упругих волн, т. е. к формированию волновода в верхней части коры (Шаров, 1987). Эта аномальная зона в разрезе СГ-3 на глубине переходит в зону кристаллических пород с хорошей сохранностью первичных минеральных парагенезисов и структур. При этом наблюдается скачок плотности пород и скорости Р- и S-волн.

По совокупности данных МОВ–ОГТ, ГСЗ, с привлечением материалов по местным и удаленным землетрясениям, результатов исследований при сверхглубоком бурении делается вывод, что сложнодислоцированная земная кора Балтийского щита описывается мозаично-неоднородной моделью, внутри ее не обнаружено выдержанных сейсмических границ, прослеживаемых в пределах всего щита. Ее эффективность определяется масштабными параметрами и составляет величину от первых сотен метров до нескольких километров. В верхней части коры локально развиты как волноводы, так и высокоскоростные зоны, коррелирующиеся с геологическими границами и телами.

Дополнительную информацию о физических параметрах среды в средней и нижней коре может дать сопоставление данных термометрии и электротометрии. Так, экстраполяция выполненных в СГ-3 температурных измерений на глубину до уровня границы Мохо может быть приближенно осуществлена с привлечением результатов глубинных электромагнитных зондирований с МГД-генератором «Хибины» (Жамалетдинов, 1990). По электромагнитным данным установлено высокое сопротивление средней и нижней коры  $\rho \sim 3 \cdot 10^4 + 10^6$  Ом·м (рис. 7.11). Это указывает на то, что породы кристаллического фундамента находятся в «сухом» состоянии без существенных проявлений флюидного насыщения. В свою очередь, это позволяет использовать данные лабораторных исследований электропроводности сухих образцов горных пород при высоких Р–Т-параметрах для оценки температуры на глубине. Ожидаемая температура на глубине 40 км по

этим данным составляет примерно 400°C (см. область 2 на рис. 7.11).

Одним из важных фактов, установленных в СГ-3, явился рост геотермического градиента от 10°C/км на глубинах 0,1–2 км до 18–20°C/км на глубине 7–8 км. Если предположить, что зафиксированный ход геотермического градиента сохранится и далее, то на глубине 40 км следует ожидать температуру примерно 800°C. Сопротивление  $\rho$  пород в основании коры в этом случае понизится до  $10^2$ – $10^3$  Ом·м, что существенно ниже экспериментальных данных глубинных зондирований (см. рис. 7.11).

Для согласования результатов необходимо предположить существенное уменьшение геотермического градиента  $G$  — до  $\sim 7$ °C/км на глубине 40 км (кривая 7 на рис. 7.11). По данным термокаротажа СГ-3 уменьшение градиента  $G$  до 15–16°C/км уже отмечено в интервале глубин 9–12 км.

Возможные объяснения описанного изменения геотермического градиента могут быть получены с привлечением теории радиогенной зоны температурных аномалий в земной коре (Смыслов и др., 1979) или с учетом таких факторов, как эффект «тепловой крышки», присутствие в разрезе углеродистых образований, обладающих высокой теплотворной способностью, вынос в верхние слои земной коры глубинного тепла по наклонным зонам разломов и др.

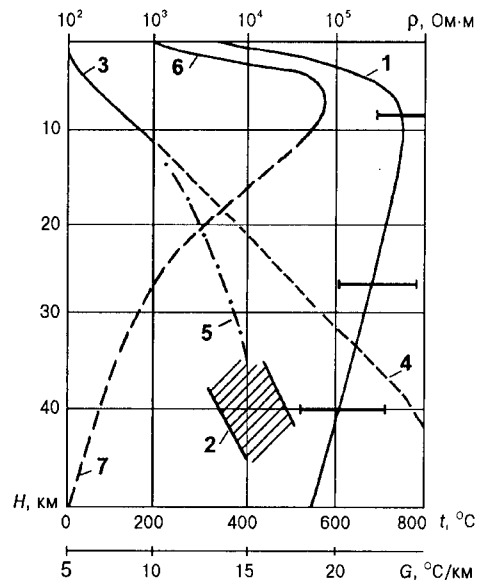


Рис. 7.11. Экстраполяция результатов температурных измерений в скважине СГ-3 на глубину  $H$  с привлечением данных электромагнитных зондирований с МГД-источником «Хибины»:

1 —  $\rho(H)$  с отмеченными доверительными интервалами по данным МГД-зондирования; 2 — ожидаемая температура на уровне «Мохо» по данным МГД-зондирования; 3, 4 — соответственно температура в скважине СГ-3 и ее экстраполяция на глубину; 5 — то же, с учетом данных МГДЗ; 6, 7 — соответственно зафиксированное изменение геотермического градиента  $G$  в скважине СГ-3 и его экстраполяция на глубину с учетом данных МГДЗ

Таким образом, результаты геофизических исследований при бурении сверхглубоких скважин на Балтийском щите (СГ-3 и Гравберг) заставляют исследователей по-другому относиться к интерпретации геолого-геофизических данных. На смену представлениям о толстослоистом строении кристаллической коры приходят гетерогенные модели, которые аппроксимируют

сложнодислоцированные толщи верхней части земной коры. В целом структура кристаллической коры приобретает мозаично-неоднородное строение с градиентными изменениями и инверсиями скорости упругих волн, различным количеством границ раздела в блоках и весьма дробной скоростной дифференциацией.

### Литература

Бахвалов А. М., Жамалетдинов А. А., Кузнецов Ю. И. и др. Опыт применения частотного анализа ритмичности осадконакопления по физическим свойствам // Геология и разведка. 1981. № 5. С. 35–40.

Берзон И. С. О разрешающей способности сейсмических методов при изучении горизонтально-слоистых сред // Изв. АН СССР. Сер.: Геофизика, 1954. № 1. С. 26–48.

Вибрационная сейсморазведка // Под ред. М. Б. Шнерсона. М.: Недра, 1990. 240 с.

Галдин Н. Е. Глубинное строение, вещественный состав и физические свойства толщ пород древнейшей земной коры по геолого-геофизическим исследованиям сверхглубоких скважин. Автореф. дис... д-ра геол.-мин. наек. Тверь: НГПП «ГЕРС»: 1993. 38 с.

Гальперин Е. И. Вертикальное сейсмическое профилирование. М.: Недра, 1981. с.

Глубинные исследования недр в СССР // Докл. сов. геол. на XXVIII МГК (Вашингтон, июль, 1989). Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 271 с.

Горяинов П. М., Иванюк Г. Ю., Шаров Н. В. Фрактальная сейсмогеологическая среда как путь к новой геодинамике // Физика Земли. № 6. 1997.

Гродзенский В. А., Жуков А. П. О динамическом диапазоне вибрационных данных // Вибросейсмические методы исследования Земли. Новосибирск: Вычислительный центр СО АН СССР, 1982. С. 71–78.

Гурвич И. И., Боганик Г. Н. Сейсморазведка. М.: Недра, 1980. 552 с.

Епинатьева А. М. Кольская сверхглубокая и ее влияние на сейсмические методы исследований // Физика Земли. 1989. № 5. С. 36–46.

Жамалетдинов А. А. Установки для изучения тонкой структуры проводимости и анизотропии электрических свойств горных пород // Петрофизические исследования Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1979. С. 134–144.

Жамалетдинов А. А. Модель электропроводности литосферы по результатам исследований с контролируемыми источниками поля. Л.: Наука, 1990. 159 с.

Караев Н. А., Смитсон С. Многокомпонентные сейсмические исследования в районе Кольской сверхглубокой скважины // Геофизика. 1995. № 1. С. 32–40.

Караев Н. А. Классификация сейсмических моделей слоистых и гетерогенных сред рудных районов // Геофизика. 1995. № 2. С. 19–28.

Ковтун А. А. Строение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы по данным магнитотеллурических зондирований. Л.: 1989. 284 с.

Кольская сверхглубокая // Отв. ред. Е. А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.

Крылов И. Б. Теоретический диапазон корреляционной модификации вибросейсморазведки // Вибросейсмические методы исследований Земли. Новосибирск: Вычислительный центр СО АН СССР, 1982. С. 63–70.

Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Р. Исследование литосферы докритическими отраженными волнами. М.: Наука, 1993. 224 с. (З. Фришман)

Литвиненко И. В. Особенности глубинного разреза земной коры северо-западной части Кольского полуострова // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. С. 90–95.

Палагин В. В., Попов А. Я., Дик П. И. Сейсморазведка малых глубин. М.: Недра, 1989. 209 с.

Петрашень Г. И., Караев Н. А., Никольский Ю. И., Певзнер Л. А. Балтийский щит как глубинный геодинамический полигон и первоочередные задачи сейсмических методов исследований консолидированной земной коры // Российский геофизический журнал. 1993. № 1. С. 5–15.

Пирсон Дж. С. Справочник по интерпретации данных каротажа. М.: Недра, 1966. 413 с.

Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных // Отв. ред. В. А. Глебовицкий, Н. В. Шаров. Л.: Наука, 1991. 224 с.

Сейсмологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район // Под ред. Н. В. Шарова. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1997. 226 с.

Семенов А. С. Природа электрической проводимости древнего кристаллического фундамента // Вестник ЛГУ. 1970. № 12. С. 19–26.

Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 115 с.

Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 191 с.

Строение литосферы Балтийского щита // Отв. ред. Н. В. Шаров. М. ВИНТИ, 1993. 165 с.

Федынский В. В., Ризниченко Ю. В. Изучение земной коры // Вестник Академии наук СССР. 1962. № 6. С. 86–89.

Физические основы сейсмического метода. Нетрадиционная геофизика // Отв. ред. А. В. Николаев, И. Н. Галкин. М.: Наука, 1991. 240 с.

Шаров В. И. О новой трехслойной сейсмической модели континентальной коры // Геотектоника. 1987. № 4. С. 19–30.

Шаров Н. В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1993. 145 с.

Шнеерсон М. Б., Майоров В. В. Наземная сейсморазведка с невзрывными источниками колебаний. М.: Недра, 1980. 205 с.

Deep Drilling in Crystalline Bedrock. Volume 1: The Deep Gas Drilling in the Siljan Impact Structure, Sweden

and Astroblemes / Edited by A. Boden, K. G. Eriksson. Springer-Verlag. 1988. P. 364.

Jones A. G. On the electrical crust-mantle structure in Fennoscandia: No Moho and the Asthenosphere revealed? // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1982. V. 68. P. 371–388.

Marmo V. On the origin of ores // Jb Mineral. Abh. 13 d. 94. Hatté 1. 1960. 36.

Pedersen L. B., Zhang P. and Rasmussen T. Electrical conductivity structure around the Grayberg well // Deep Drilling in Crystalline Bedrock. Volume 1. The Deep Gas Drilling in the Siljan Impact structure, Sweden and Astroblemes. 1988. P. 95–103.

Smythe D. K., Smithson S. B and the Kola-92 Working Group. Project Images Crust, Collects Seismic Data in World's Largest Borehole // Fos, Transactions, American Geophysical Union. 1994. Vol. 75. № 41. P. 473–476.

## Глава 8

### ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАЗРЕЗА СГ-3

Геотермические исследования разреза СГ-3 позволили получить экспериментальный материал, который является в научном отношении уникальным. За время бурения скважины и ее работы в режиме глубинной геолоборатории накоплены обширные данные о распределении градиента температуры по всей глубине скважины на различных этапах ее бурения и при разном времени ее выстойки после завершения процесса бурения и технологических операций в ней. Огромный объем кернового материала предоставил возможность получения представительной информации о тепловых свойствах пород по всей глубине разреза. Создание в нашей стране в 80-е годы метода оптического сканирования (Попов, 1983), являющегося принципиально новым в области теплофизических измерений, обеспечило получение метрологически надежной и представительной информации о теплопроводности и температуропроводности пород с учетом их неоднородности и анизотропии. Впервые стало возможным столь детальное исследование пространственно-временных вариаций геотермических характеристик земной коры с разрешением по глубине не более, чем 20–30 м. Все это в совокупности привело к новым важным, часто неожиданным результатам в оценках теплового режима блока земной коры на участке бурения скважины.

#### 8.1. Тепловые свойства горных пород

Теплопроводность и температуропроводность пород определялись на лазерной установке «а,  $\lambda$ -Профиль» (Попов и др., 1985), реализующей метод оптического сканирования. Было изучено более 8000 образцов керна. Сканирование вдоль каждого образца позволяло получать профиль теплопроводности, характеризующий ее распределение по образцу. Результирующее значение эффективной теплопроводности определялось путем соответствующей обработки этого распределения (Попов, 1983). При средней длине образцов 9–11 см общая длина изученной колонки керна составила, таким образом, более 800 м, что дало уникальную по своей представительности информацию о тепловых свойствах пород массива. Для определения главных значений тензора теплопроводности проводили сканирование в двух (при одноос-

ной модели анизотропии) или трех (в наиболее общем случае) различных направлениях на одной или двух поверхностях образцов. Погрешность измерений теплопроводности образцов составляла не более 3,5–5%, температуропроводности — 7–8%.

Сопоставление аппаратуры оптического сканирования практически со всеми лучшими современными отечественными и зарубежными аналогами показало, что ее метрологические характеристики находятся на уровне таковых у лучших приборов, основанных на стационарном методе плоского теплового потока. В то же время по функциональным возможностям приборы оптического сканирования имеют значительное преимущество, поскольку обеспечивают регистрацию распределения теплопроводности вдоль образцов, определение главных значений тензора теплопроводности, массовые измерения на керне без его механической обработки, быстрое действие при отсутствии жестких требований к форме образцов и качеству их поверхности (Роров, 1997), что во многом и определило представительность геотермической информации, полученной для разреза СГ-3.

Измерения тепловых свойств пород проводились на сухих и водонасыщенных образцах керна при нормальных термобарических условиях. Теплопроводность образцов определяли также при повышенных температурах (до 150–200°C) методом регулярного режима 2-го рода (Платунов и др., 1986).

Результаты исследований показали, что диапазон значений теплопроводности  $\lambda$  пород достаточно широк и составляет 1,2–7,3 Вт/(м·К), рис. 8.1. Теплопроводность пород разреза отличается высокой изменчивостью ( $\pm 20$ –30%, а иногда и более, по отношению к среднему значению) даже в коротких интервалах глубин (в 100–200 м). Значительными являются вариации и средних значений теплопроводности, изменяющей при переходе в соседние однородные в теплофизическом отношении зоны (часто на 40–60%). Все это свидетельствует о том, что при изучении теплопроводности пород интервал отбора образцов не должен превышать 1,5–2 м. В табл. 8.1 приведены значения теплопроводности  $\lambda$  образцов и ее среднеквадратичного отклонения  $S_\lambda$  в пределах теплофизических блоков, выделенных по распределению  $\lambda$  с глубиной (см. рис. 8.1).

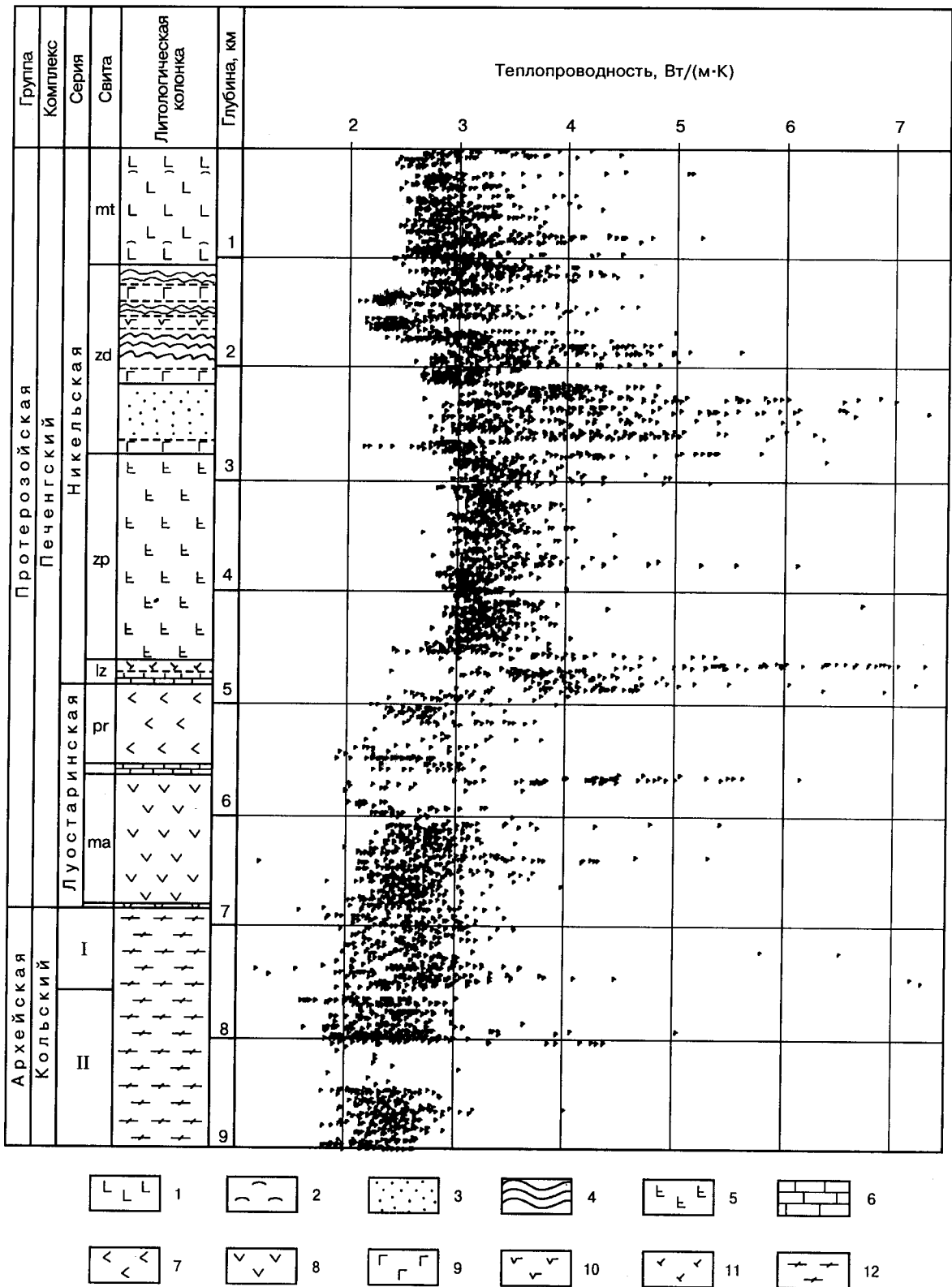


Рис. 8.1. Результаты измерений теплопроводности на образцах керна при нормальных термодинамических условиях (сканирование вдоль оси керна): 1 — диабазы; 2 — туфы и туффиты основного состава; 3 — ритмичнослоистые песчаники с подчиненными алевролитами и филлитами; 4 — филлиты, алевролиты с прослоями туфов; 5 — диабазы актинолитизированные; 6 — доломиты, аркозовые песчаники; 7 — метадиабазы; 8 — диабазовые порфириды и сланцы по ним; 9 — габбро-диабазы; 10 — верлиты; 11 — андезитовые порфириды; 12 — гнейсы, амфиболиты

Таблица 8.1

**Статистические характеристики теплопроводности пород в пределах  
выделенных теплофизических блоков**

Номер блока	Интервалы глубин, м	$\lambda$ , Вт/(м·К)	$S_\lambda$ , Вт/(м·К)	Число образцов
I	0–1800	2,96	0,44	1653
II	1800–2800	3,63	0,77	1011
III	2800–4560	3,29	0,33	1432
IV	4560–4880	4,38	1,04	216
V	4880–5640	2,77	0,38	212
VI	5640–5720	4,31	0,71	54
VII	5720–9000	2,58	0,44	1822

Отметим, что результаты наших измерений, как прежние (Березин, Попов, 1988), так и новые (см. табл. 8.1), уточненные, на 10–20 %, а иногда и на 30% выше, чем данные других авторов (Кольская сверхглубокая, 1984; Любимова и др., 1985; Кременецкий, Овчинников, 1986; Borevsky et al., 1995), причем эти расхождения наиболее характерны для верхних горизонтов с более высокими значениями теплопроводности пород. Главными причинами таких расхождений являются, на наш взгляд, хорошо известное влияние контактного теплового сопротивления, характерного для контактных методов измерений (Попов, 1997), и крайне незначительный объем изучавшегося кернового материала (около 340 образцов), что при установленном сложном распределении теплопроводности с глубиной не позволяет достаточно верно охарактеризовать теплофизическую зональность разреза. Таким образом, значительное число образцов (более 8000), изученных методом оптического сканирования, его более высокая метрологическая надежность позволили внести существенные уточнения в значения теплопроводности пород и характер изменения ее с глубиной, что обеспечило и получение более надежных данных при оценке плотности теплового потока и интерпретации вертикальных вариаций термоградиента.

Изучение анизотропии теплопроводности горных пород показало, что коэффициент анизотропии существенно изменяется в зависимости от их разновидности и глубины залегания и иногда становится весьма значительным. Так, для тальк-хлоритовых сланцев в диапазоне глубин 4400–4660 м среднее значение коэффициента анизотропии составляет 1,84, для амфиболитов и слюдяных сланцев архейской группы (7400–11 400 м) – 1,26 и 1,37 соответственно, гнейсов и плагиогранитов архейской группы (7000–10 600 м) – 1,55 и 1,29 соответственно при двухосной модели анизотропии. Эпидот-биотит-роговообманковые амфиболиты (7300–7500 м) и биотит-плагиоклазовые и биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы (7000–11 000 м) характеризуются трехосной моделью анизотропии со средними коэффициентами анизотропии 1,58 и 1,52 соответственно.

Теплопроводность магматических пород печенгского комплекса, претерпевших метаморфизм низших стадий (перидотитов, диабазов, габбро и др.), имеет относительно узкий диапазон – от 2,41 до 3,71 Вт/(м·К) и отличается невысокой неоднородностью на макроуровне: в пределах пачек, толщ среднеквадратичное отклонение  $S_\lambda$  составляет 0,19–0,38 Вт/(м·К). Узкий диапазон  $\lambda$  [2,41–2,72 Вт/(м·К)] и ее невысокая неоднородность отмечены также у пород архейской группы (амфиболитов, гнейсов, плагиогранитов и др.), среди которых исключение составляют метаультрамафиты. Широкий диапазон теплопроводности и ее более высокая неоднородность характерны для интенсивно метаморфизованных магматических пород (плагиоклаз-хлоритовых, тальк-хлоритовых сланцев и др.):  $\lambda = 2,8+6,0$  Вт/(м·К),  $S_\lambda = 0,24+0,62$  Вт/(м·К); и туфогенно-осадочных пород печенгского комплекса (песчаников, гравелитов, туфов, доломитов и др.):  $\lambda = 2,80+5,15$  Вт/(м·К),  $S_\lambda = 0,36+0,63$  Вт/(м·К). Поскольку пористость пород невелика (0,3–3%), то основными факторами, определяющими теплопроводность, в данном случае являются минеральный состав, структурно-текстурные особенности и анизотропия. Ниже глубины 5,3–5,7 км сказывается техногенная ориентированная трещиноватость, понижающая теплопроводность на 8–15%, что установлено В. В. Березиным в результате изучения теплопроводности однотипных пород на керне СГ-3 и образцах в районе ее бурения и учтено нами вместе с влиянием анизотропии в табл. 8.2.

Влияние минерального состава и структурно-текстурных особенностей пород на теплопроводность можно проследить на примере ее изменения в зависимости от степени метаморфизма. Сопоставление значений  $\lambda$  с положением пород в общей метаморфической колонке позволило установить две стадии изменения их теплопроводности с ростом степени метаморфизма (Березин и др., 1992). На этапах пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций нарастание степени метаморфических преобразований сопровождается увеличением теплопроводности пород. В базальтах  $\lambda$  возрастает от 2,84 до 3,25 Вт/(м·К), в ультраосновных породах – от 2,41 до 6,00 Вт/(м·К), в туфах – от 3,05 до 3,57 Вт/(м·К).

Таблица 8.2

## Теплопроводность пород в пределах выделенных свит (толщ)

Серия; свита (толща)	Интервал глубин, м	$\lambda$ , Вт/(м·К)	$S_\lambda$ , Вт/(м·К)	Число образцов
<b>Никельская</b>	0–4884	3,30	0,66	4312
Матертская	9–1059	2,98	0,40	858
Ждановская	1059–2805	3,32	0,75	1807
Заполяринская	2805–4673	3,32	0,58	1500
Лучломпольская	4673–4884	3,96	0,68	147
<b>Луостаринская</b>	4884–6842	2,97	0,58	910
Пирттиярвинская	4884–5642	2,88	0,38	212
Кувернеринюкская	5642–5717	4,31	0,71	54
Маярвинская	5717–6823	2,91	0,42	628
Телевинская	6823–6842	2,91	0,35	16
<b>Кольская</b>	6842–10 773	2,67	0,48	2822
I а	6842–7271	2,93	0,50	316
I б	7271–7622	3,03	0,62	312
II а	7622–8465	2,73	0,44	488
II б	8465–9456	2,65	0,26	762
III	9456–9573	2,77	0,37	70
IV	9573–10 144	2,62	0,38	322
V, VI	10 144–10 773	2,30	0,50	552

На данном этапе метаморфизма происходит замещение первично-магматического высокотемпературного минерального комплекса низкотемпературными метаморфическими минералами (хлоритом, эпидотом, кварцем, актинолитом), обладающими высокой теплопроводностью (Попов и др., 1987). Полное исчезновение первично-магматических минералов наблюдается на этапе биотит-актинолитовой субфации (2600–4900 м) фации зеленых сланцев (Кольская сверхглубокая, 1984). После 4300 м происходит изменение структурно-текстурных особенностей пород.

Дальнейшее увеличение степени метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации приводит к закономерному понижению  $\lambda$  пород. В ультраосновных породах  $\lambda$  уменьшается от 6,00 до 3,65 Вт/(м·К), в metabазальтах — от 3,25 до 2,75 Вт/(м·К), в метаандезитах амфиболитовой фации — от 2,73 Вт/(м·К) (амфибол-плагиоклазовые сланцы протерозоя) до 2,56 Вт/(м·К) (лейкократовые амфиболиты архея). Обратный характер зависимости между  $\lambda$  и степенью метаморфизма на этапе высших фаций является закономерным следствием развития в рассматриваемых породах высокотемпературных метаморфических минералов (роговой обманки, биотита, андезина и др.), характеризующихся невысокой теплопроводностью.

Распределение теплопроводности в пределах пещенгского комплекса (см. рис. 8.1) отражает литолого-фациальные особенности разреза. Ритмичное строение комплекса хорошо прослеживается по  $\lambda$  как в пределах

микроритмов, так и в пределах макроритмов. Вулканогенные толщи, как правило, имеют пониженные значения теплопроводности и характеризуются более высокой тепловой однородностью [ $S_\lambda = 0,38 \pm 0,42$  Вт/(м·К)] по сравнению с осадочными толщами [ $S_\lambda = 0,68 \pm 0,75$  Вт/(м·К)]. В осадочных толщах дифференцированность теплопроводности возрастает. Максимальная неоднородность  $\lambda$  отмечена в пределах ждановской свиты (см. табл. 8.2, рис. 8.1), что обусловлено ее ритмичным строением. Повышение теплопроводности от кровли к подошве свиты связано с преобладанием в ее верхней части относительно низкотеплопроводных филлитов, алевролитов, а в нижней части — высокотеплопроводных гравелитов, конгломератов и песчаников. Следует отметить, что достаточно четко выделяются пониженными значениями  $\lambda$  интрузии эссекситовых габбро и серпентинизированных перидотитов. Высокая стабильность теплопроводности отмечена в большей части заполяринской свиты, сложенной в основном актинолитизированными диабазами, имеющими однообразный состав и различающимися только структурно-текстурными особенностями. Резкое локальное повышение  $\lambda$  в подошве заполяринской свиты (до 7 Вт/(м·К) и более) связано с наличием высокотеплопроводных тальк-хлоритовых сланцев, обладающих максимальной среди пород разреза анизотропией (коэффициент анизотропии до 2 и более).

Теплофизическая граница между никельской и луостаринской сериями довольно четко характеризуется

скачкообразным понижением  $\lambda$ . Средние значения теплопроводности никельской и луостаринской серий имеют существенные отличия: 3,30 и 2,97 Вт/(м·К) соответственно (см. табл. 8.2). Между породами печенгского комплекса и кольской серии четкая граница по теплопроводности отсутствует (см. рис. 8.1), что обусловлено близкими значениями теплопроводности пород маярвинской, телевинской свит и толщи I гнейсов кольской серии.

## 8.2. Температура, градиент температуры и эффективная теплопроводность

При изучении пространственно-временных вариаций температуры и градиента температуры использовались результаты термокаротажа, проводившегося в скважине в 1972–1996 гг. при различной глубине забоя (от 3500 до 12000 м) и разной степени ее выстойки после завершения процесса бурения (от нескольких дней до 1 года 6 месяцев 8 дней), промывки и других технологических операций. При этом преследовались две цели: 1) определение параметров теплового режима блока земной коры на участке бурения как по глубине скважины, так и на глубинах, не достигнутых бурением; 2) получение информации о гидрогеологическом состоянии и структуре горного массива, о процессах массопереноса в нем.

Для оценки параметров теплового режима блока коры и плотности глубинного теплового потока на участке бурения важна информация о распределении температуры в горном массиве, свободном от влияния различных технологических процессов, в первую очередь, бурения.

Вместе с тем для решения этой задачи необходимо выделить непроницаемые участки разреза с чисто кондуктивным механизмом теплопереноса и участки с присутствием или движением флюида, на которых возможно сочетание кондуктивного и конвективного переноса тепла. Для получения такой информации нами использован полный комплекс термометрических данных, соответствующих разной степени релаксации горного массива после оказанной на него механической, тепловой и гидравлической нагрузки, так как определение характера и степени реакции массива на эту нагрузку помогают получить важную информацию о структуре и гидрогеологическом режиме массива, о процессах массопереноса в нем.

Основной комплекс использованных нами термометрических данных включал результаты следующих циклов термокаротажа: 1) 5 циклов термокаротажа в период 23.09–02.10.1976 г. в интервале глубин 0–7180 м при глубине забоя 7200 м, достигнутого бурением 01.04.1975 г.; 2) 22.02.1979 г. в интервале глубин 0–8950 м (глубина забоя 9008 м, окончание бурения 20.01.1979 г.); 3) 24.01. и 25.01.1982 г. (соответственно при спуске и подъеме зонда) в интервале глубин 0–11 068 м (11071 м,

03.01.1982 г.); 4) 17 циклов термокаротажа на спуске и подъеме зонда в период с 29.09.1995 г. по 28.05.1996 г. в интервале глубин 0–8560 м (глубина забоя 8578 м, окончание бурения — ноябрь 1994 г.). Кроме того, использовались данные термокаротажа, проведенного через 4–10 дней после остановки бурения при глубине забоя 3500–4500 м. Практически во всех случаях в промежутки времени между остановкой бурения и периодом термокаротажа скважину промывали, причем в большинстве случаев промывка (часто не по всей глубине скважины) проводилась за несколько дней перед термокаротажом.

При анализе распределения термоградиента с глубиной за основу были взяты термограммы от 02.10.1976 г. (для интервала глубин 2940–7180 м), 28.05.1996 г. (0–8500 м), 22.02.1979 г. (0–8950 м) и 25.01.1982 г. (11068 м). Равновесные значения градиента температуры определяли после введения необходимых поправок в связи с техногенным возмущением горного массива, проявлявшимся в той или иной степени во всех случаях. Отметим, что опыт геотермических исследований в глубоких скважинах показывает, что практиковавшееся ранее введение поправок на неустановившийся тепловой режим массива, одинаковых по всей глубине скважины, является некорректным и часто, как например, в случаях СГ-3 и Воротиловской глубокой скважины, может привести к серьезным погрешностям при оценке равновесного термоградиента. Результаты нашего анализа показали, что продолжение измерений температуры в стволе скважины СГ-3 является необходимым и может внести существенные коррективы в современные результаты геотермических исследований. В частности, можно предположить несколько более высокие значения термоградиента для глубин более 6000 м.

В интервале 6400–7180 м на термограмме от 02.10.1976 г. наблюдаются значительные колебания градиента с глубиной, не воспроизводящиеся на более поздних термограммах. Весьма вероятно, что эти колебания были связаны с работой измерительной аппаратуры в экстремальных условиях, хотя не исключено, что именно такие резкие вариации термоградиента отражают интересные гидрогеологические особенности горного массива, которые могли проявиться лишь в тот период времени. Однако для большей надежности в этом интервале было решено использовать распределение термоградиента, хорошо повторяющееся по результатам многократного термокаротажа в 1995–1996 гг. при соответствующей поправке, установленной по сопоставлению средних значений термоградиента, полученных в данном интервале глубин в 1976 и 1996 гг. Для интервалов глубин 7180–8500 и 8500–8968 м термоградиент оценивался по результатам термокаротажа соответственно 1996 и 1979 гг. с введением необходимых поправок, установленных по сопоставлению среднего градиента в интервале 5000–7180 м по данным каротажа 1976, 1982 и 1996 гг.

На рис. 8.2 приведено оцененное нами распределение равновесного термоградиента  $G$  и среднеквадратичных отклонений от его средних значений  $S_G$  с глубиной. Расчет термоградиента проводили на базе в 20 м с последующей обработкой этих данных треугольным нерекурсивным фильтром с 25 элементами, т.е. с обработкой данных в окне протяженностью 500 м при шаге скольжения 20 м. Среднеквадратичное от-

клонение градиента соответствует этому же интервалу обработки.

Интерпретация вертикальных вариаций термоградиента возможна лишь с учетом вертикальных вариаций эффективной теплопроводности пород массива, определенной с учетом влияния пластовых условий, и закона Фурье для стационарного кондуктивного процесса переноса тепла.

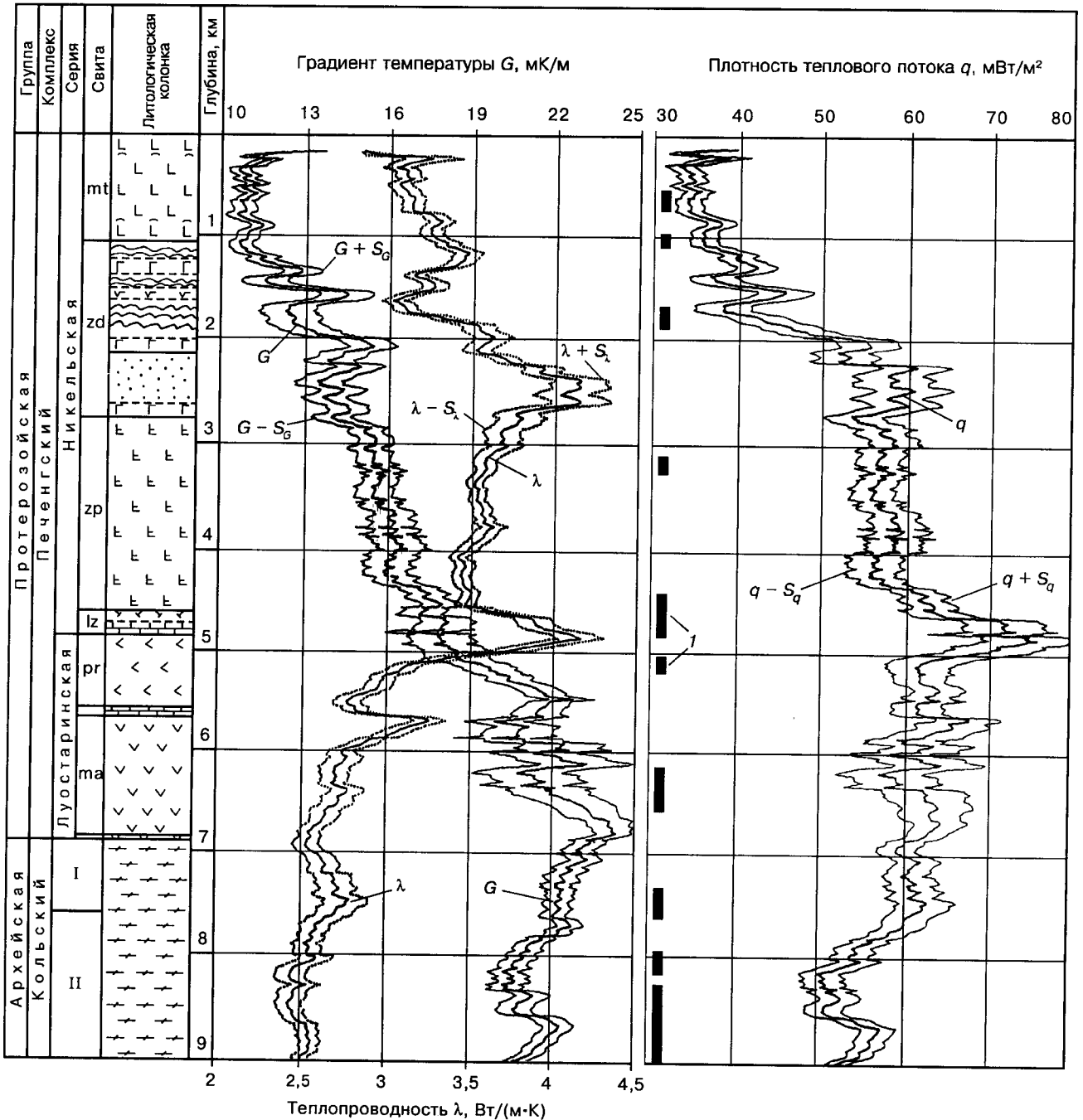


Рис. 8.2. Распределение эффективной теплопроводности  $\lambda$  (приведенной к пластовым условиям), равновесного термоградиента  $G$ , плотности кондуктивного теплового потока  $q$  и среднеквадратичных отклонений  $S$  средних значений этих величин вдоль скважины: 1 — зоны водопровялений, зарегистрированные при гидрогеологических исследованиях (Borevsky et al., 1995)

Значения эффективной теплопроводности пород по глубине (см. рис. 8.2) рассчитывались по приведенным выше результатам массовых измерений  $\lambda$  на сухих образцах с введением экспериментально установленной нами поправки на водонасыщение. С учетом ранее опубликованных данных (Галдин и др., 1986; Березин и Попов, 1988) и согласно нашим новым экспериментальным результатам эта поправка составляет 2–5% для низкопористых образцов с верхних глубин (0–4500 м), 5–10% для образцов с глубин в интервале 4500–6800 м и 15–30% (в зависимости от глубины и разновидности пород) для образцов архейских пород в связи с их значительной ориентированной трещиноватостью. Для образцов с глубин более 5500 м учитывалось их техногенное и декомпрессионное разуплотнение. Термобарическая поправка вводилась нами по результатам измерений теплопроводности пород при повышенных температурах на установке ИТ- $\lambda$ -400, проводившихся в ГНПП «Недра», а также с учетом литературных данных (Любимова и др., 1978; Лебедев и др., 1988; Липаев, 1993; Seipold, 1992; Pribnow and Sass, 1995; Pribnow et al., 1996). Термобарическая поправка составляет минус 1–4% до глубины 4500 м и достигает минус 10–15% для наиболее глубоких горизонтов. Отметим, что нам представляется справедливым мнение Е. А. Любимовой и др. (Кольская сверхглубокая, 1984), Т. С. Лебедева и др. (1993), Д. Прибноу и Дж. Сасса (Pribnow and Sass, 1995) о возможном существенном занижении значений эффективной теплопроводности образцов глубинных пород при подобном традиционном аддитивном подходе к введению поправок на влияние температуры, давления и флюидонасыщения. Наконец, расчет эффективной теплопроводности пород проводили с учетом их тепловой анизотропии и углов ориентации главных осей теплопроводности (на основе данных Ю. П. Смирнова об элементах залегания реликтовой слоистости и кристаллизационной сланцеватости пород разреза СГ-3), исходя из предполагаемой вертикальной ориентации градиента температуры.

С учетом распределения эффективной теплопроводности образцов (см. рис. 8.2) можно выделить следующие зоны характерных изменений равновесного термоградиента: 1) интервал 250–800 м с относительно стабильным значением градиента на уровне 11 мК/м; 2) интервал 800–2200 м со значительными локальными аномалиями и возрастанием среднего значения термоградиента (до 14–15 мК/м) при одновременном нарастании средней теплопроводности, что противоречит одномерному закону Фурье, согласно которому при кондуктивном характере теплопереноса должно выполняться соотношение  $G \approx \text{const}/\lambda$ ; 3) интервал 2200–7500 м с монотонным повышением термоградиента от 14 до 24 мК/м к глубине 6800 м и с согласными изменениями термоградиента и теплопроводности (при ее понижении от 4,3–4,4 Вт/(м·К) на глубине 2300–2600 м до 2,5–2,6 Вт/(м·К) на глубине

6800–7000 м), близко соответствующими закону Фурье (за исключением интервала 4500–5000 м); 4) интервал 4500–5000 м с относительно стабильным термоградиентом при резком возрастании теплопроводности [от 3,4–3,5 до 4,3–4,4 Вт/(м·К) при измерениях на керне] в зоне Лучломпольского разлома; 5) интервал 7500–9000 м, в котором изменения термоградиента и теплопроводности не согласуются с законом Фурье.

Таким образом, в отмеченных интервалах 800–2200, 4500–5000 и 7500–9000 м горного массива имеются причины, приводящие к значительному несоответствию полученных экспериментальных геотермических данных закону Фурье и нарушающие кондуктивный характер переноса тепловой энергии в массиве.

Важная для понимания особенностей процессов теплопереноса информация получена при совместном анализе пространственных и временных вариаций термоградиента. Установлено, что в интервале 3000–4500 м временные вариации термоградиента, обусловленные различным временем выстойки скважины после завершения процесса бурения, малы и практически находятся в пределах погрешности определения градиента. В то же время временные вариации  $G$  в интервалах 4500–4700 и 5000–7000 м весьма значительны и одинаково характеризуются (за исключением интервала 4800–4900 м) ростом градиента при увеличении времени после завершения бурения. Интересно, что в пределах Лучломпольского разлома имеется интервал (4700–4800 м) со стабильным термоградиентом. Очевидно, что различие во временных вариациях термоградиента может быть в первую очередь связано с гидрогеологическими особенностями указанных интервалов. Значительная отрицательная аномалия градиента в интервале 4500–4700 м, представляющая особый интерес, с увеличением времени после завершения бурового процесса уменьшается и становится крайне незначительной. Подобное исчезновение локальной аномалии (но положительной) наблюдается и на другом участке Лучломпольского разлома — в интервале 4800–4900 м.

Для характеристики степени временных вариаций термоградиента нами введен в рассмотрение коэффициент временной вариации термоградиента  $K_G = S_G / \langle G \rangle$ , где  $\langle G \rangle$  — среднее значение термоградиента по результатам каротажа от 22.02. 1979 г., 24.01. 1982 г. (каротаж при спуске зонда), 25.01. 1982 г. (каротаж при подъеме зонда), 28.05. 1996 г., 02.10. 1976 г. (результаты этого каротажа включались в расчеты для интервала глубин 2940–7180 м);  $S_G$  — среднеквадратичное отклонение градиента по тем же результатам термокаротажа. На рис. 8.3 приведено распределение коэффициента временных вариаций термоградиента по глубине. Наблюдается зональность в распределении параметра  $K_G$ . Наибольшими значениями  $K_G$  характеризуются интервалы 500–800 и 1700–2200 м (последний интервал отмечается и резким повышением плотности кондуктивного теплового потока, как это показано

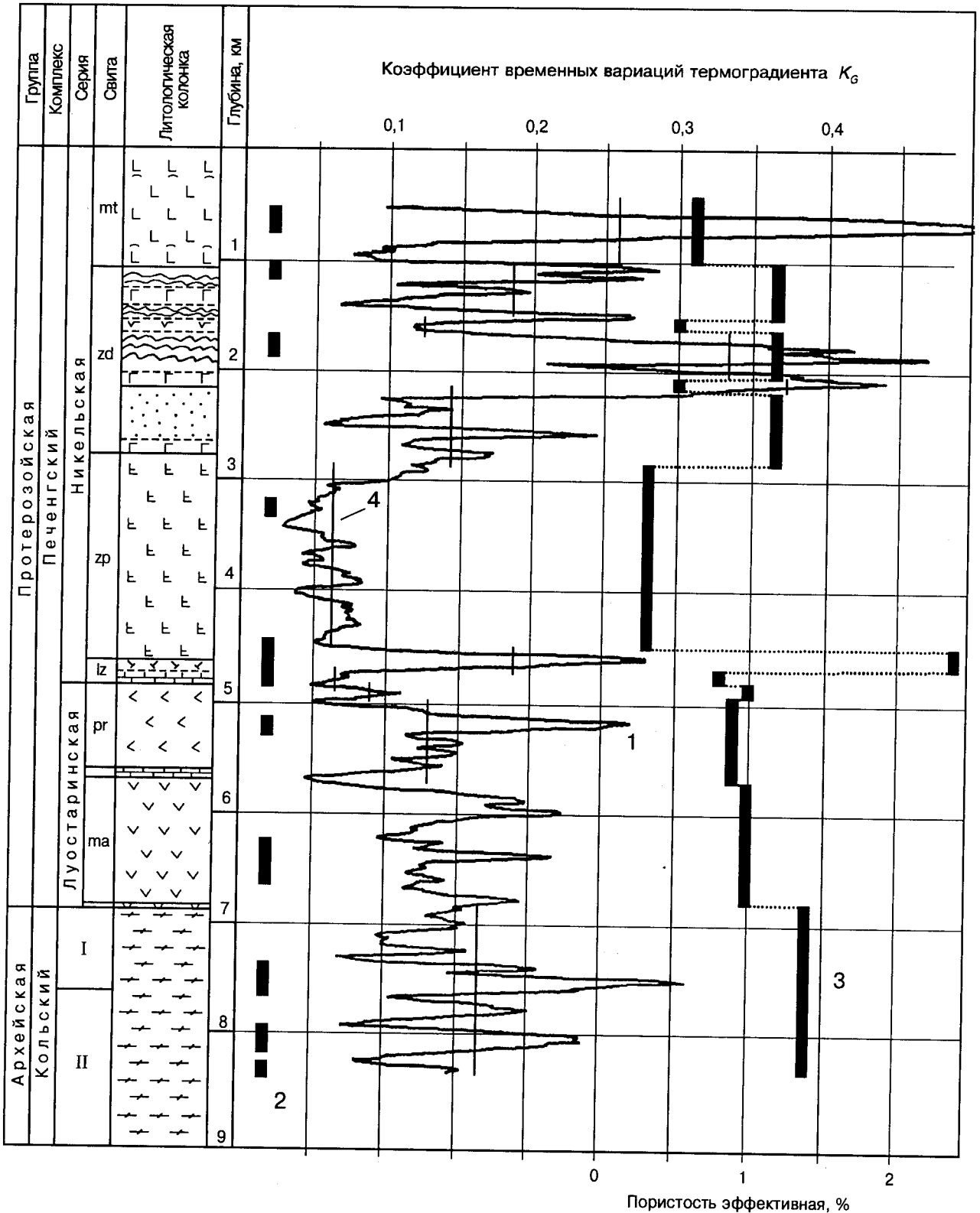


Рис. 8.3. Распределение коэффициента временных вариаций термоградиента по глубине и его связь с характеристиками проницаемости горного массива:

1 — коэффициент временных вариаций термоградиента; 2 — зоны водопроявлений, зарегистрированные при гидрогеологических исследованиях (Borevsky et al., 1995); 3 — эффективная пористость пород массива (Кременецкий, Овчинников, 1986); 4 — средние значения коэффициента временных вариаций термоградиента в интервалах осреднения эффективной пористости

далее). Несколько меньшие, но также достаточно высокие значения  $K_G$  соответствуют интервалам 1000–1600, 4500–4700 и 7300–8200 м (как уже отмечалось, в интервале 4500–5000 м и при глубинах более 7500 м установлено серьезное нарушение кондуктивного характера теплопереноса). В интервалах 2200–3000 и 5000–6800 м, где отмечены повышенные вертикальные вариации термоградиента, значения  $K_G$  составляют 0,13–0,15. Наименьшие значения  $K_G$  получены для интервала 3000–4500 м, известного низкой проницаемостью массива (Кольская сверхглубокая, 1984) и отличающегося наилучшим соответствием геотермических характеристик закону Фурье (см. рис. 8.2).

Важно, что практически все выделенные зоны водопроявления (Кременецкий и Овчинников, 1986; Borevsky et al., 1995), за исключением небольшой зоны в интервале глубин 3300–3400 м, характеризуются повышенными значениями коэффициента временных вариаций термоградиента (см. рис. 8.3).

Сопоставление параметра  $K_G$  с данными об эффективной (открытой) пористости пород (Кременецкий и Овчинников, 1986) показывает (см. рис. 8.3), что на всех глубинах ниже 1500 м наблюдается хорошее соответствие между эффективной пористостью и средними значениями  $K_G$ . Некоторое нарушение подобной корреляции в верхних горизонтах (выше 1500 м) может быть связано с более активными процессами массопреноса в них, затухающими отмечаемую закономерность.

Таким образом, можно констатировать, что временные вариации термоградиента хорошо связаны с фильтрационными характеристиками пород и водопроявлениями и в условиях технологического возбуждения горного массива при последующих режимных исследованиях термоградиента предоставляет информацию о гидрогеологических особенностях участков разреза. В связи с этим можно предположить проявления флюидов, не отмеченные ранее другими методами, в интервалах глубин 1450–1550, 2000–2200, 5050–5150 и 5800–6000 м, которым соответствуют повышенные значения  $K_G$ . Следует учитывать, однако, возможное влияние качества цементации затрубного пространства (при номинальном зазоре между обсадной колонной и стенками массива в 2,5 см) на параметр  $K_G$ . Длина обсадной колонны до 1987 г. составляла 2000 м, затем 8770 м, а при проведении каротажа в 1995–1996 гг. в новом стволе — 8278 м.

В целом по результатам совместного анализа распределения термоградиента и коэффициента его временных вариаций можно сделать следующие выводы: 1) лишь в интервале глубин 3000–4000 м процесс переноса тепловой энергии близок к кондуктивному; 2) верхние горизонты до 2200 м характеризуются наибольшим проявлением адвекции и ее влияния на тепловой режим массива; 3) в глубоких горизонтах — от 4500 до 4700 и от 5000 до 9000 м — процесс теплопереноса не является чисто кондуктивным, причем степень влияния флюидов на тепловое поле нарастает с глубиной.

Интерес представляет очень высокая стабильность термоградиента в протяженном интервале глубин 3000–4500 м. Предстоит объяснить факт практически стабильного термоградиента (см. рис. 8.2) при значительных (в несколько градусов) изменениях абсолютных значений температуры этого участка массива с течением времени после прекращения бурения. Заметим, что подобная стабильность термоградиента отмечается и на более коротких интервалах: 800–1000, 1300–1350, 2400–2500, 5700–5800 м. В соответствии с приведенными результатами анализа можно сделать важный вывод о том, что непроницаемые участки горного массива сохраняют равновесные значения термоградиента даже при продолжительном бурении массива, что в значительной степени противоречит выводам известных теоретических исследований процесса восстановления теплового режима горных массивов (Методические..., 1983). Подобная закономерность ранее была отмечена нами для нижних горизонтов Воротиловской глубокой скважины.

Дополнительные возможности для анализа состояния и структуры массива предоставляет совместное исследование пространственно-временных вариаций термоградиента и вертикальных вариаций плотности кондуктивного теплового потока, характеризуемого далее.

Отметим, что приводимые значения градиента температуры часто достаточно существенно выше (в отдельных интервалах до 20% и более) опубликованных ранее (Березин и Попов, 1988; Любимова и др., 1985; Borevsky et al., 1995). В основном это связано с тем, что ранее опубликованные данные основывались на анализе результатов термокаротажа от 02.10.1976 г., проведенного сразу после промывки скважины (01.10.1976 г.) в интервале глубин 0–2800 м, что значительно исказило данные о термоградиенте. Важная новая информация о значениях термоградиента для горизонтов ниже 6000–7000 м получена нами по обширным результатам термокаротажа, проводившегося в 1995–1996 гг. в скважине, работающей в режиме глубинной геолоборатории.

### 8.3. Оценка плотности кондуктивного теплового потока и интерпретация полученных геотермических данных

Плотность кондуктивного теплового потока  $q$  рассчитывалась в каждом интервале протяженностью 20 м с использованием результатов оценки эффективной теплопроводности и равновесного термоградиента для каждого такого интервала (см. рис. 8.2).

При расчете плотности теплового потока учитывали отклонение ствола скважины от вертикали. Расчет в каждом интервале проводился традиционно — с использованием одномерного закона Фурье (Handbook..., 1988), хотя приведенные выше данные о часто наблюдающемся резком несоответствии изменений  $\lambda$  и  $G$  (в частности, в интервалах 800–2200, 4500–5000, 7500–9000 м) ставят под

сомнение корректность такого подхода при расчете  $q$  в подобных зонах. В дальнейшем проводилось осреднение данных о тепловом потоке с использованием нерекурсивных прямоугольного и треугольного фильтров при различной ширине окна обработки в зависимости от постановки задачи.

При расчете кондуктивной плотности теплового потока использовали нерекурсивный треугольный фильтр с протяженностью окна в 500 м и шагом скольжения 20 м. Полученные данные отражают как общие закономерности изменения  $q$  с глубиной, так и его наиболее значительные локальные вариации.

По приведенным результатам расчета плотности теплового потока (см. рис. 8.2) можно выделить следующие характерные зоны:

- 1) интервал 300–800 м со стабильной плотностью теплового потока (33–35 мВт/м<sup>2</sup>);
- 2) интервал 800–2200 м со значительными локальными вариациями  $q$  и резким увеличением среднего значения более чем на 70% (от 33–35 до 58–60 мВт/м<sup>2</sup>);
- 3) интервал 2200–4300 м с относительно стабильными значениями  $q$  в пределах 56–59 мВт/м<sup>2</sup> (за исключением единственной незначительной отрицательной аномалии на участке 2700–2850 м) при среднем значении 57,7 мВт/м<sup>2</sup>;
- 4) интервал 4300–6700 м, где при средней плотности потока 62,2 мВт/м<sup>2</sup>, статистически значимо отличающейся от средней  $q$  в предыдущем интервале (без учета локальной аномалии на участке 4600–5000 м), наблюдаются достаточно серьезные локальные вариации в пределах 57–67 мВт/м<sup>2</sup>;
- 5) интервал 4600–5000 м со значительной локальной аномалией плотности потока, в пределах которой последняя достигает 75 мВт/м<sup>2</sup> при среднем значении 72,6 мВт/м<sup>2</sup>;
- 6) интервал 7500–9000 м с пониженной  $q$  и быстрым ее уменьшением от 62,5 до 51 мВт/м<sup>2</sup> (на 18%) на участке 7400–8100 м.

Отметим, что установленный характер распределения плотности теплового потока и абсолютные ее значения достаточно существенно отличаются от опубликованных ранее. Особенно существенны эти расхождения в интервале глубин 1600–2800 м, где происходят наиболее важные изменения  $q$  с глубиной. Наши оценки плотности теплового потока в различных интервалах глубин по всей глубине скважины на 15–45% выше ранее опубликованных данных.

Полученные нами оценки  $q$  в верхнем интервале глубин (300–800 м), равные 33–35 мВт/м<sup>2</sup>, хорошо соответствуют прежним данным о плотности теплового потока в десяти скважинах глубиной 470–1675 м, пробуренных в околоскважинном пространстве СГ-3 (35–36 мВт/м<sup>2</sup>; Кольская сверхглубокая, 1984), что важно при интерпретации вертикальных вариаций плотности теплового потока, зарегистрированных по глубине СГ-3.

Интервал 800–2200 м по результатам термометрии выше охарактеризован нами как зона со значительным влиянием флюида на тепловой режим массива, что соответствует другим данным (Кольская сверхглубокая, 1984) и проявляется также в изменении  $q$  с глубиной. Уровень плотности теплового потока в направлении к дневной поверхности последовательно снижается после каждой крупной отрицательной аномалии в интервалах 2100–2300, 1600–1800, 1400–1500 м, претерпевая наибольшее уменьшение в области двух аномалий на участке 1400–1800 м (см. рис. 8.2). Заметим, что в ранее опубликованных данных снижение  $q$  в верхних горизонтах имело иной характер и отмечалось в равной степени на двух уровнях глубин — 100–1200 и 2700–2800 м. Ныне очевидно, что причиной расхождения является то, что ранее при обработке термограммы от 02.10.1976 г., широко используемой для оценки плотности теплового потока всеми исследователями, в расчет не была принята интенсивная промывка скважины, проведенная непосредственно перед термокаротажом.

Важно, что все зоны с зарегистрированными существенными изменениями плотности теплового потока (800–2200, 4500–5000, 7500–9000 м) характеризуются, как отмечалось выше, несоответствием закону Фурье, достаточно высокими значениями коэффициента временных вариаций термоградиента, а также повышенной проницаемостью массива и водопроявлениями в нем (Кольская сверхглубокая, 1984). Выделенные по разрезу зоны водопроявлений соответствуют локальным вариациям плотности теплового потока в интервалах 500–800, 1000–1150, 1750–1900, 4400–4800, 6150–6400 м (см. рис. 8.2). Значительное и быстрое понижение плотности теплового потока с глубиной, начинающееся с 7500 м, приходится на мощную зону водопроявления (см. рис. 8.2). К выделенным зонам водопроявления приурочены участки с повышенными значениями среднеквадратичного отклонения плотности теплового потока  $S_q$  (интервалы 5000–5200 и 6200–6700 м).

При отсутствии гидрогеологических данных о водопроявлениях в интервале 2000–3000 м (Borevsky et al., 1995) можно прогнозировать по геотермическим данным водопроявление в интервале 2100–2700 м в связи со значительной отрицательной аномалией  $q$  (см. рис. 8.2) и очень высоким коэффициентом временных вариаций термоградиента (см. рис. 8.3), а также повышенную проницаемость массива на участке 2250–2800 м [высокие значения  $S_q$ , значительные осцилляции  $q$  (см. рис. 8.2) и достаточно высокий уровень параметра  $K_G$  (см. рис. 8.3)]. По повышенным значениям среднеквадратичного отклонения плотности теплового потока и существенным ее осцилляциям, а также по достаточно высокому параметру  $K_G$  (см. рис. 8.3) можно сделать заключение о значительных проявлениях флюида в интервалах 5700–6100 м.

По всей совокупности используемых геотермических параметров ( $q$ ,  $K_G$ ,  $S_q$ ) интервал 3000–4400 м характеризуется наименьшей проницаемостью массива. Однако

зарегистрированную здесь плотность кондуктивного теплового потока нельзя отождествлять с ее глубинным значением в связи с наличием нижележащей протяженной зоны активного нарушения кондуктивного процесса теплопереноса и неизбежными в таком случае изменениями величины  $q$ .

В настоящее время трудно дать исчерпывающую интерпретацию всей совокупности результатов, полученных при геотермических исследованиях Кольской сверхглубокой скважины. Рассмотрим лишь основные вопросы, возникающие при анализе экспериментальных данных.

Очевидно, что в случае Кольской сверхглубокой скважины на абсолютные значения геотермических характеристик и их изменение с глубиной влияние осадконакопления и денудации незначительно (Череманский, 1972). Радиогенное тепловыделение горных пород СГ-3 изучено достаточно подробно (Кольская сверхглубокая, 1984; Кременецкий; Овчинников, 1986) и составляет 1–1,3 мВт/м<sup>3</sup> для осадочных пород, 0,4–0,5 мВт/м<sup>3</sup> для вулканогенных пород и 1,0–1,5 мВт/м<sup>3</sup> для архейских пород. Согласно этим данным, в верхних 6 км разреза тепловой поток должен был бы возрасти приблизительно на 4–5 мВт/м<sup>2</sup>. Вместо этого зарегистрировано уменьшение плотности теплового потока на 27–29 мВт/м<sup>2</sup> при приближении к поверхности. Таким образом, плотность потока снижается к поверхности фактически на 31–34 мВт/м<sup>2</sup>. Это обстоятельство, а также существование ряда зон, где нарушается закон Фурье, могут быть связаны с влиянием палеоклимата, рефракцией теплового потока и движением флюидов в горном массиве.

При геотермических исследованиях в таких скважинах, как СГ-3 (с ее диаметром, глубиной и уровнем температур по разрезу), необходимо учитывать влияние техногенных факторов — возмущение теплового поля горного массива при бурении и промывке скважины, искажения, связанные с наличием ствола скважины в нем, в котором возможно движение жидкости, отличие температуры жидкости от температуры горных пород на большом расстоянии от скважины. Процесс восстановления термического режима массива достаточно подробно описан в литературе (Череманский, 1972) и учитывался нами при анализе термограмм, поэтому здесь мы ограничимся рассмотрением влияния свободной тепловой конвекции жидкости в стволе скважины на результаты термометрии.

Известно, что типичный геотермический градиент в несколько раз превосходит адиабатический градиент температуры в жидкости, который для воды равен 0,15 мК/м (Магницкий, 1953). В скважинах малого диаметра конвекция препятствуют силы вязкости. Согласно известным данным (Остроумов, 1952), конвекция начинается, если число Релея  $Ra$  превышает некоторое критическое значение ( $Ra > Ra_{кр}$ ), где  $Ra = (gbGr^3)/(k\nu)$ ;  $g$  — ускорение свободного падения;  $b$  — коэффициент

температурного расширения жидкости;  $G$  — геотермический градиент;  $r$  — радиус скважины;  $k$ ,  $\nu$  — коэффициенты теплопроводности и кинематической вязкости жидкости. Число  $Ra_{кр} = 10^2 + 10^3$  и зависит от материала стенок скважины и их обработки. При  $Ra < Ra_{кр}$  жидкость находится в покое, а при незначительном превышении критического значения происходит ламинарное конвективное движение жидкости, причем высота конвективной ячейки в 10–20 раз превышает радиус скважины. При дальнейшем увеличении  $Ra$  реализуется сверхкритический режим — турбулентная (хаотическая) тепловая конвекция жидкости. Ячеистая структура движения жидкости в скважине (Череманский, 1972), при котором стыки ячеек остаются на одних и тех же высотах, относится к ламинарному режиму конвекции, в то время как в скважине обычно реализуется сверхкритический турбулентный режим. Действительно, для воды при комнатной температуре  $b = 1,8 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ ,  $k = 0,14 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ ,  $\nu = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$  и  $G = 15 \text{ мК/м}$  имеем  $Ra \approx (118r)^4$ , где радиус скважины выражен в метрах. Отсюда для  $r = 0,15 \text{ м}$  получим  $Ra \approx 10^5$ . При повышении температуры коэффициент объемного расширения воды увеличивается, а вязкость уменьшается, поэтому в стволе Кольской скважины выполнены условия турбулентной тепловой конвекции жидкости:  $Ra \gg Ra_{кр}$ . Картина течения в этом случае непрерывно меняется и не может быть причиной заметных аномалий температуры, связанных с границами стационарных конвективных ячеек. Кроме того, при турбулентной конвекции существуют конвективные ячейки различных размеров — от нескольких миллиметров до равных радиусу скважины, поэтому усредненная температура жидкости практически не зависит от расстояния до стенок скважины.

Рассмотрим, в какой степени наблюдаемые аномалии могут быть связаны с палеоклиматом. Численное моделирование влияния палеоклимата, проведенное с использованием современных данных по региональной палеотемпературе Кольского полуострова (Пименов и др., 1996) и экспериментальных данных о теплопроводности и температуропроводности пород разреза СГ-3, показало, что палеоклимат практически не влияет на тепловой поток ниже 2 км, т.е. к экспериментально наблюдаемым аномалиям на глубине ниже 3 км палеоклимат отношения не имеет. Расчетная плотность теплового потока монотонно уменьшается к поверхности в интервале 2000–500 м. На глубине 1500 м уменьшение  $q$  составляет ~ 5%, на глубине 500 м — 25%. Таким образом, экспериментально наблюдаемое снижение среднего значения  $q$  на 35% в интервале 2200–1800 м нельзя отнести на счет влияния палеоклимата ни по величине изменения потока, ни по интервалу глубин, где происходит это уменьшение. Кроме того, палеоклимат не может дать резких колебаний теплового потока на глубине 1300–2500 м (см. рис. 8.2). По-видимому, в этой части разреза

(1–2,5 км) действует другой фактор, который оказывает значительно более сильное влияние на температуру массива, чем палеоклимат.

Уменьшение плотности теплового потока в верхней части разреза могло бы быть связано, например, с рефракцией потока (Череменский, 1972), вызванной понижением теплопроводности пород массива вблизи поверхности — от 4 Вт/(м·К) на глубине 2300 м до 3,1 Вт/(м·К) на глубине 100 м (см. рис. 8.2). Однако в этом случае термоградиент в рассматриваемой области должен быть больше, чем в окружающем массиве (Череменский, 1972), в то время как для этой области характерно пониженное значение  $G$  (см. рис. 8.2).

Другой причиной низкого значения плотности теплового потока в верхних горизонтах может быть то обстоятельство, что в скважине измеряется вертикальная составляющая термоградиента, которая уменьшается при наклонном направлении вектора теплового потока. В данном случае влияние этого фактора ограничивается тем, что поверхность Земли, которая является изотермой, в районе Кольской сверхглубокой скважины практически горизонтальна, и существенное отклонение теплового потока от вертикали может быть связано только с анизотропией теплопроводности горных пород. Однако, согласно нашим экспериментальным данным, тепловая анизотропия пород в верхней части разреза крайне незначительна.

Некоторые локальные аномалии теплового потока (в интервалах 1–2 км, 4,5–5 км, 5,5–6 км) могут быть связаны с преломлением теплового потока на наклонных границах раздела массивов с различной теплопроводностью (Череменский, 1972). Действительно, если поток идет снизу (под углом  $\Theta_1$  к вертикали) в среде с теплопроводностью  $\lambda_1$  и переходит в среду с теплопроводностью  $\lambda_2$ , то отношение вертикальных составляющих плотности теплового потока выше ( $q_2$ ) и ниже границы раздела ( $q_1$ ) определяется соотношением

$$q_2/q_1 = m \cos(\Theta_2) \sin(\varphi + \Theta_1) / [\cos(\Theta_1) \sin(\varphi + \Theta_2)], \quad (8.1)$$

где  $\varphi$  — угол наклона границы слоев к горизонту,  $m = \lambda_2/\lambda_1$ ;  $\Theta_2$  — угол между направлением вектора теплового потока  $q_2$  и вертикалью:  $\Theta_2 = \arctg[mtg(\varphi + \Theta_1)] - \varphi$ . Наибольшее преломление вектора  $q$  происходит при  $\varphi = 20 \pm 70^\circ$ , при  $m \approx 1/3$  угол преломления  $\Theta_2 - \Theta_1 \approx 5 \pm 7^\circ$ . При  $\Theta_1 = 0$  (глубинный тепловой поток вертикален) соотношение (8.1) существенно упрощается (Любимова, 1985):

$$q_2/q_1 = \cos^2\varphi + m \sin^2\varphi. \quad (8.2)$$

Если восходящий тепловой поток близок к вертикальному ( $\Theta_1 < 10^\circ$ ), результаты расчета по этой формуле отличаются от результатов, полученных с использованием выражения (8.1) не более чем на 1–2%.

В общем случае при переходе теплового потока в среду, например с большей теплопроводностью, измеряемое значение градиента может только уменьшаться.

Таким образом, ряд аномалий заведомо не может быть связан с рефракцией теплового потока. Например, в интервале глубин 1650–2000 м одновременно возрастают теплопроводность [от 2,4 до 2,7 Вт/(м·К)] и термоградиент (от 17 до 21 мК/м), см. рис. 8.2. Влиянием рефракции теплового потока нельзя объяснить также аномалию потока на Лучломпольском разломе, где градиент температуры практически не изменяется, несмотря на значительное увеличение теплопроводности пород. Действительно, угол наклона границы к горизонту в этой области  $\varphi \approx 25^\circ$ , средние значения теплопроводности пород ниже и выше границы равны соответственно  $\lambda_1 \approx 3$  Вт/(м·К),  $\lambda_2 \approx 4$  Вт/(м·К),  $m \approx 1,3$ , и из выражения (8.2) следует, что вследствие рефракции плотность теплового потока в области с повышенной теплопроводностью должна увеличиться приблизительно на 5% (с 63 до 66 мВт/м<sup>2</sup>), что явно недостаточно для объяснения локальной аномалии плотности теплового потока с повышением  $q$  до 75 мВт/м<sup>2</sup>. Рассматриваемая аномалия, по-видимому, связана с тем, что реальная теплопроводность массива в зоне Лучломпольского разлома намного ниже, чем теплопроводность образцов керна, выход которого в этой области составлял лишь 7–20%. Результаты измерений  $\lambda$  по керну отражают свойства наиболее монолитной части массива, поэтому аномально высокое расчетное значение плотности потока на этом участке (75 мВт/м<sup>2</sup>) может не иметь физического смысла.

Из приведенных количественных оценок следует, что большая часть зарегистрированных в СГ-3 геотермических аномалий не может быть связана с влиянием палеоклимата и рефракцией теплового потока на структурных неоднородностях массива. Это дает основание рассматривать движение флюидов в горном массиве в качестве основной причины описанных выше геотермических аномалий. Рассмотрим влияние этого фактора на тепловой режим массива подробнее.

Согласно литературным данным, верхние 800 м массива (матертская свита) характеризуются как зона экзогенной трещиноватости и активного водообмена (Кольская сверхглубокая, 1984; Любимова и др., 1985). Вместе с тем плотность кондуктивного теплового потока в этой области достаточно стабильна (см. рис. 8.2), в то время как вертикальное движение флюида должно было бы приводить к существенному изменению величины  $q$  с глубиной (Череменский, 1972; Drury et al., 1984; Пименов, Попов, 1996). Таким образом, по геотермическим данным трудно предположить наличие здесь вертикальной фильтрации флюида.

Согласно известным данным (Кольская сверхглубокая, 1984), водопритоки и относительно высокая проницаемость пород зафиксированы в ждановской (осадочной) свите (1059–2805 м) и, как видно из приведенных данных, эти факторы повлияли на геотермические характеристики. Рассматриваемые водопритоки могут быть связаны с прослоями метапесчаников, по

которым происходит нисходящая фильтрация флюидов. Угол падения  $\alpha$  слоев здесь достигает  $40^\circ$ , и нисходящее движение флюидов происходит по наклонным зонам повышенной трещиноватости, которые находятся на границах раздела вулканогенных и осадочных толщ (Кременецкий и Овчинников, 1986). Можно предположить, что рассматриваемое движение флюидов вызвано послеледниковым поднятием Балтийского щита, с которым связывают также трещиноватость верхних 800 м массива. Нисходящая фильтрация флюида происходит по мере уменьшения латерального давления в глубинных разломах. Надо отметить, что связанное с движением флюида тепловое поле массива в таком случае существенно нестационарно.

Известно, что нисходящая фильтрация флюида по наклонному пласту приводит к поглощению восходящей тепловой энергии. В области фильтрации скорость объемного поглощения энергии  $\omega$  определяется скалярным произведением скорости фильтрации жидкости  $V$  на градиент температуры  $G$  (Чекалюк, 1965):

$$\omega = \rho c \cdot (VG), \quad (8.3)$$

где  $\rho c$  — объемная теплоемкость флюида:  $\rho c \approx 4 \cdot 10^6$  Дж/(м<sup>3</sup>·К). Если приближенно считать, что градиент температуры направлен вертикально и  $\alpha$  — угол между направлением нисходящего движения жидкости и горизонтальным направлением, то для скорости поглощения энергии из соотношения (8.3) имеем

$$\omega = \rho c G V \sin \alpha. \quad (8.4)$$

При  $\alpha = 30+35^\circ$  и  $G \approx 15$  мК/м из выражения (8.4) имеем  $\omega \approx 10V$  мкВт/м<sup>3</sup> (при размерности  $V$  — см/год). Из последнего соотношения видно, что уже при скорости фильтрации  $V \approx 0,1$  см/год скорость поглощения энергии превышает среднюю скорость радиогенного тепловыделения в горных породах (Кольская сверхглубокая, 1984). Уменьшение плотности восходящего теплового потока  $\Delta q$  в области нисходящей фильтрации флюида толщиной  $H$  определяется произведением  $\Delta q = \omega H$ . Если принять, что уменьшение теплового потока в ждановской свите ( $\Delta q \approx 20$  мВт/м<sup>2</sup>) происходит в слое, суммарная толщина которого  $H \approx 500$  м, то соответствующая скорость фильтрации должна составлять  $\sim 2-3$  см/год, что сравнимо с современной скоростью поднятия Балтийского щита.

Аналогичным образом можно интерпретировать статистически значимое понижение среднего значения плотности теплового потока в районе Лучломпольского разлома (от 62,5 мВт/м<sup>2</sup> в интервале 5–6,8 км до 57,7 мВт/м<sup>2</sup> в интервале 3–4 км), где отмечены высокая проницаемость пород и значительные водопритоки.

Резкие изменения градиента температуры на глубине 5,8–6,5 км (при практически постоянной теплопроводности горного массива) также, скорее всего, связаны с движением флюидов по относительно маломощным зонам повышенной проницаемости массива. Поскольку

в этом диапазоне не происходит уменьшения среднего значения плотности теплового потока, можно предположить, что эти движения флюидов менее продолжительны, чем в случае ждановской и лучломпольской свит, в связи с чем поле температур и энергетический режим вышележащего массива еще не успели перестроиться. В работе (Любимова и др., 1985) предполагается, что причиной движения флюидов здесь является свободная тепловая конвекция. Однако, поскольку средняя проницаемость массива в этой области намного ниже критического значения, при котором возможна конвекция (Любимова и др., 1985; Кольская сверхглубокая, 1984), мы полагаем, что тепловая конвекция флюидов здесь маловероятна и причиной движения флюидов является изменение напряженного состояния горного массива и соответствующие изменения пластовых давлений.

Таким образом, можно сделать вывод, что основной причиной значительного снижения плотности теплового потока с уменьшением глубины по разрезу СГ-3 является нисходящая фильтрация флюидов по наклонным зонам повышенной трещиноватости (ждановской и лучломпольской свит), которые находятся на границах раздела вулканогенных и осадочных толщ. По-видимому, движение флюидов по этим зонам происходит достаточно долго и поле температур вышележащего массива успело перестроиться, что проявляется в уменьшении среднего значения теплового потока к поверхности Земли.

Приведенные экспериментальные геотермические данные, полученные в последние годы на Кольской сверхглубокой скважине, дают гораздо более детальную картину распределения температуры и тепловых свойств горных пород рассматриваемого массива. Тем не менее трудно дать однозначную оценку глубинного теплового потока для этого района при всей важности такой задачи. Как правило, в качестве глубинного потока принимается поток на наибольшей глубине, достигнутой бурением, для которой имеются надежные геотермические данные. Однако после относительной стабилизации плотности теплового потока на глубине 5500–6500 м ( $q = 63$  мВт/м<sup>2</sup>) ниже уровня 6500 м начинается быстрое снижение среднего значения до  $q = 50$  мВт/м<sup>2</sup> на глубине 8200–8500 м. Скорость изменения теплового потока в интервалах 6700–7000 и 7500–8200 м [ $dq/dZ \approx 10+15$  (мВт/м<sup>2</sup>)/км] значительно выше, чем от радиогенного тепловыделения [ $\sim 1$  (мВт/м<sup>2</sup>)/км], и наблюдаемое изменение потока не может быть объяснено этим фактором. Согласно работам (Кольская сверхглубокая, 1984; Кременецкий и Овчинников, 1986), вся вскрытая бурением архейская толща отличается повышенной пористостью (1–2%) и проницаемостью. При бурении здесь были зафиксированы многочисленные зоны водопритоков в скважину (Borevsky et al., 1995), поэтому постепенный тренд теплового потока (понижение с глубиной) в рассматриваемой области можно

связать с нисходящим движением флюида на глубине 8000–9000 м. Как уже отмечалось, область нисходящего движения флюида проявляется как область поглощения энергии. В нестационарном режиме в этой области происходит локальное понижение температуры, которому соответствуют два экстремума термоградиента: минимум (ближе к поверхности Земли) и максимум. Можно предположить, что понижение плотности потока в интервале глубин 6700–8200 м является верхней частью этого минимума. По-видимому, время  $t_1$ , прошедшее после начала этого движения, не превосходит 50 тыс. лет. При теплопроводности пород  $a \approx 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$  этому времени отвечает зона теплового влияния протяженностью  $(at_1)^{1/2} \approx 1 \text{ км}$ , и среднее значение плотности теплового потока на глубине около 6 км еще не искажено конвективным теплопереносом на более глубоких горизонтах, т. е. значение  $q \approx 63 \text{ мВт}/\text{м}^2$  отражает плотность глубинного кондуктивного теплового потока на данной глубине. Полный (неискаженный) тепловой поток на поверхности должен был бы превосходить это значение (из-за радиогенного тепловыделения) приблизительно на 4–5 мВт/м<sup>2</sup> и, по нашим оценкам, должен составлять около 68 мВт/м<sup>2</sup>, вдвое превышая реально зарегистрированный поток у поверхности (33–35 мВт/м<sup>2</sup>).

## Выводы

1. Исследования, проведенные в скважине СГ-3, позволили зарегистрировать существенные крупно- и мелкомасштабные вертикальные вариации геотермических характеристик по всей глубине скважины, связанными со структурой горного массива и сложными процессами теплопереноса в коре, и показали значительное отличие геотермических характеристик глубоких горизонтов коры от прогнозных.

2. Наиболее существенные вертикальные вариации плотности теплового потока, зарегистрированные практически по всей глубине скважины, объясняются движением флюида в проницаемых зонах, причем в некоторых случаях тепловое поле в таких зонах имеет нестационарный характер.

3. Геотермические исследования разреза скважины СГ-3 стимулировали быстрое развитие экспериментальных основ геотермии, поскольку впервые показали необходимость методического подхода с детальным изучением пространственно-временных вариаций геотермических характеристик, что позволяет получить важную информацию как о процессах теплопереноса на разных горизонтах горного массива, так и о гидрогеологических особенностях и структуре массива.

## Литература

- Березин В. В., Конырев В. С., Попов Ю. А. и др. Влияние метаморфизма на теплопроводность и другие физические свойства эффузивных горных пород // Изв. вузов. Сер.: Геология и разведка. 1992. № 5. С. 78–81.
- Березин В. В., Попов Ю. А. Геотермический разрез Печенгской структуры // Физика Земли. 1988. № 7. С. 80–88.
- Галдин Н. Е., Нартиков В. Д., Семашко С. В. и др. Теплопроводность сухих и водонасыщенных образцов малопористых кристаллических пород кольской серии архея // Изв. АН СССР. Сер.: Геологическая. 1986. № 8. С. 23–31.
- Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
- Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.
- Лебедев Т. С., Корчин В. А., Савенко Б. Я. и др. Петрофизические исследования при высоких  $P$ – $T$ -параметрах и их геофизические приложения. Киев: Наукова думка, 1988. 248 с.
- Лебедев Т. С., Шаповал В. И.  $P$ – $T$ -исследования физических свойств пород верхней части разреза Криворожской сверхглубокой скважины // Геофизический журнал. 1993. 15. С. 46–55.
- Луцаев А. А. Теплофизические исследования в петрофизике. Казань: Изд-во Казанского государственного университета, 1993. 145 с.
- Любимова Е. А., Масленников Е. В., Смирнова Е. В., Юрчак Р. А. Теплопроводность горных пород при высоких  $P$ – $T$ -условиях // Тепловое поле Земли. Махачкала: Изд-во Дагестанского филиала АН СССР. 1978. С. 123–129.
- Любимова Е. А., Милановский С. Ю., Смирнова Е. В. Новые результаты изучения теплового потока на Балтийском щите // История развития теплового поля в зонах различного эндогенного режима стран восточной Европы. М., 1985. С. 93–110.
- Магницкий В. А. Основы физики Земли. М.: Геодезиздат, 1953. 290 с.
- Методические и экспериментальные основы геотермии / Под ред. П. Н. Кропоткина, Я. Б. Смирнова. М.: Наука, 1983. 230 с.
- Остроумов Г. А. Свободная тепловая конвекция жидкости в условиях внутренней задачи. М.: ГИТТЛ, 1952. 256 с.
- Пименов В. П., Попов Ю. А. К вопросу о гидрогеологической интерпретации вертикальных вариаций теплового потока // Геология и разведка. 1996. № 2. С. 106–112.
- Пименов В. П., Попов Ю. А., Климанов В. А. Вертикальные вариации теплового потока и палеоклимат // Физика Земли. 1996. № 6. С. 84–92.
- Платунов Е. С., Буравой С. В., Курепин В. В., Петров Г. С. Теплофизические измерения и приборы. Л.: Машиностроение, 1986. 256 с.
- Попов Ю. А. Теоретические модели для определения тепловых свойств горных пород на основе подвижных источников тепловой энергии // Изв. вузов.

Сер. Геология и разведка. Ч. 1. 1983. № 9. С. 97–103.  
Ч. 2. 1984. № 2. С. 81–86.

Попов Ю. А. Метрологический анализ методов и средств измерений теплопроводности горных пород // Тепловое поле Земли и методы его изучения / Под ред. М. Д. Хуторского, Ю. А. Попова. М.: Изд. УДН, 1997. С. 34–40.

Попов Ю. А., Березин В. В., Семенов В. Г., Коростелев В. М. Комплексные детальные исследования тепловых свойств горных пород на основе подвижного точечного источника // Физика Земли. 1985. № 1. С. 88–96.

Попов Ю. А., Березин В. В., Соловьев Г. А. и др. Теплопроводность минералов // Физика Земли. 1987. № 3. С. 83–93.

Чекалюк Э. Б. Термодинамика нефтяного пласта. М.: Недра, 1965. 238 с.

Черемный Г. А. Геотермия. Л.: Недра, 1972. 272 с.

Borevsky L., Milanovsky S., Yakovlev L. Fluid-thermal regime in the crust-superdeep drilling data // Proceedings of the World Geothermal Congress. Florence. 1995. P. 975–981.

Drury M. J., Jessop A. M., Levis T. J. The detection of groundwater flow by precise temperature measurements in boreholes // Geothermics. 1984. 13. P. 163–174.

Handbook of Terrestrial Heat Flow Density Determination. Eds. R. Haenel, L. Rybach, L. Stegena. Kluwer, Dordrecht. 1988. 448 p.

Popov Yu. A. Optical scanning technology for nondestructive contactless measurements of thermal conductivity and diffusivity of solid matters. Experimental Heat Transfer, Fluid Mechanics and Thermodynamics // Proceedings of the 4-th World Conference. Brussels. 1997. V. 1. P. 109–117.

Pribnow D. and Sass J. H. Determination of thermal conductivity from deep boreholes // J. Geophys. Res. 1995. 100. P. 9981–9994.

Pribnow D., Williams C., Sass J. H. and Keating R. Thermal conductivity of water-saturated rocks from the KTB pilot hole at temperatures of 25 to 300°C // Geophysical Research Letters. 1996. 23. 4. P. 391–394.

Seipold U. Depth dependence of thermal transport properties for typical crustal rocks // Phys. Earth Planet. Inter. 1992. 69. P. 299–303.

## Глава 9

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И СОСТОЯНИЕ ПОРОД В РАЗРЕЗЕ СГ-3  
ПО ДАННЫМ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В процессе исследований, проведенных по Кольской сверхглубокой скважине, физическим свойствам пород уделялось весьма большое внимание.

Из всего комплекса физических свойств, которые обычно рассматриваются в современной петрофизике, наиболее полно были изучены плотность, пористость, проницаемость, а также упругие, деформационно-прочностные, магнитные, радиоактивные свойства пород в разрезе СГ-3. Некоторые полученные результаты описаны в монографии «Кольская сверхглубокая» (1984). В настоящей главе представлены данные более поздних исследований.

Проводили как массовые испытания образцов керна (шлама) в лабораторных условиях СГ-3, так и эталонные с привлечением широкого круга организаций и специалистов.

## 9.1. Характеристика выноса керна

Результаты изучения физических свойств пород в значительной степени зависят от выноса керна и его сохранности. Средний вынос керна по скважине СГ-3 в интервале 0–12262 м составил 33%, однако отмечались значительные его колебания с общей тенденцией к уменьшению выноса керна и повышению его дробности и дискования с глубиной (Гельфгат, Кузнецов, Смирнов, 1980; Барковский, Исаев, 1984; Горбацевич, Медведев, 1986). По этим признакам указанный интервал бурения можно разбить на пять участков:

Интервал, м	Средний вынос керна, %	Длина столбика керна, см
0 – 4673	53	1 – 280
4673 – 6842	24	1 – 167
6842 – 9573	28	0,1 – 107
9573 – 10 601	30	0,1 – 27
10 601 – 12 262	27	0,1 – 28, дискование керна

Одним из важных факторов разрушения керна при его поднятии с больших глубин являются термонапряжения, возникающие на границах зерен. Проведенные расчеты показывают, что наибольшие термонапряжения наблюдаются на границах зерен кварц-амфибола и кварц-плагиоклаза и по абсолютной величине могут

достигать 1,7–1,9 МПа на 1°С. Разность температур на забое и на поверхности может превышать 100°С.

Дискование керна, наряду с его сильным истиранием, трещиноватостью и дроблением, является важнейшим проявлением его разрушения. Оно возникает в условиях перенапряженного состояния массива, когда максимальное сжимающее напряжение в породе составляет не менее половины предела прочности при сжатии.

В целом разрушение керна при выносе его на поверхность можно объяснить происходящим разуплотнением пород, обусловленным разницей упругих свойств на контактах зерен минералов и снятием горного давления, изменением температуры и возникновением термонапряжений, а также вибрацией бурового инструмента. Эти же факторы приводят к изменениям агрегатного состояния породы и ее физических свойств. В частности, отмечается резкое падение скорости упругих волн в гнейсах, поднятых с глубины 9–10 км. Выявлено также значительное понижение прочности гнейсов и амфиболитов в образцах керна с этих же глубин. Например, предел прочности пород при растяжении, измеренный методом раскалывания пластин клиньями, для образцов амфиболита с глубины 10 км колеблется в пределах 5–20 МПа, а для аналогичных амфиболитов с поверхности — 17–25 МПа. Поэтому проводили также испытания керна и в условиях повышенных давлений и температур, приближающихся к глубинным.

## 9.2. Методика изучения физических свойств керна и шлама

Массовые определения физических свойств пород охватывали все образцы керна, извлеченные из скважины. С целью достижения наибольшей эффективности исследования физических свойств была разработана специальная методика отбора, распиловки и подготовки образцов керна для проведения массовых и эталонных измерений (рис. 9.1).

При изучении петрофизических характеристик шлама использовали различные методы испытаний:

1. Не требующие каких-либо предварительных воздействий на образец — для изучения свойств отдельных частиц шлама размером меньше 1 мм (ситового шлама).

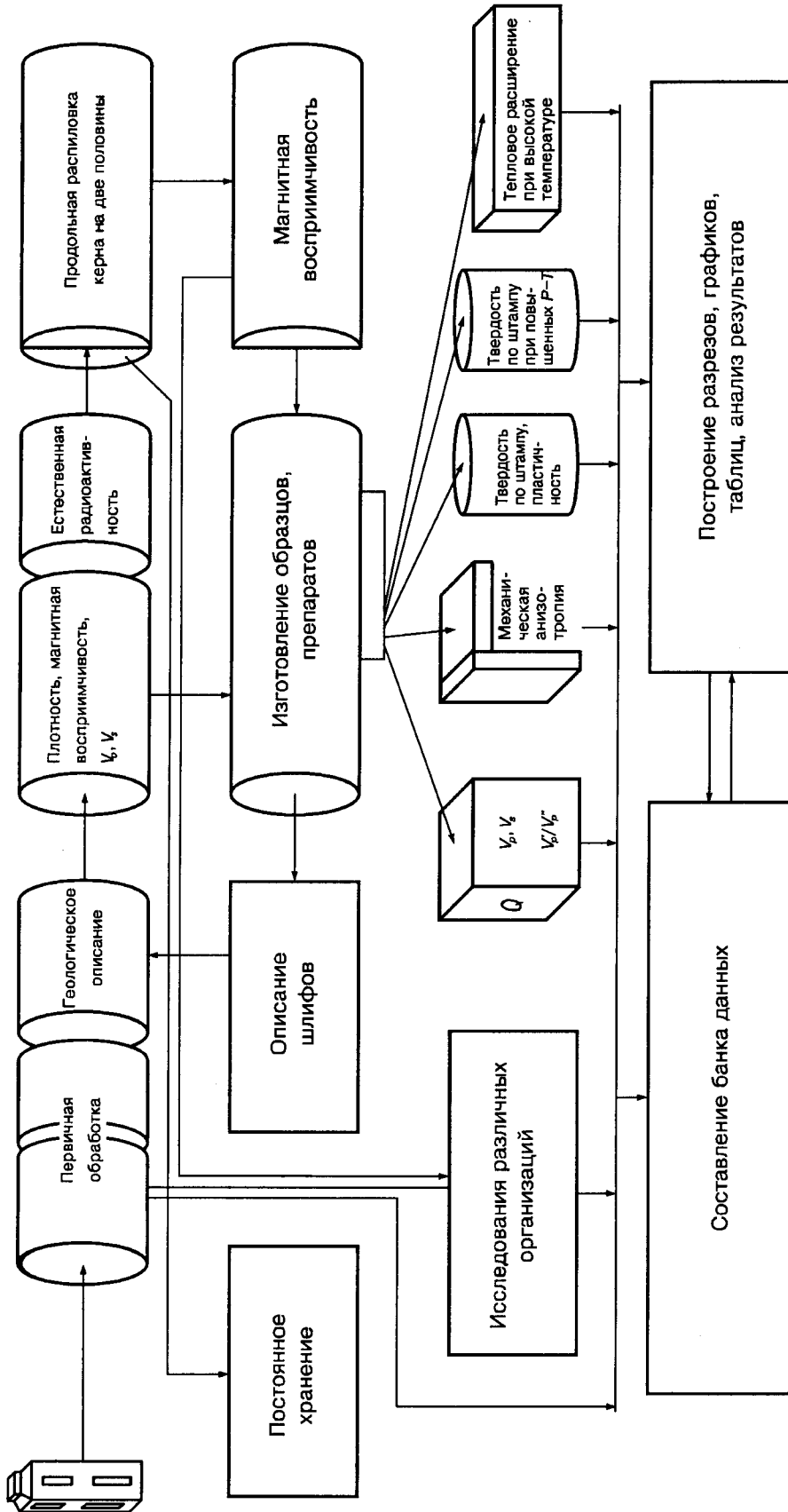


Рис. 9.1. Схема подготовки образцов керна для проведения массовых и эталонных испытаний

2. Ультразвуковое лазерное сканирование (УЛС) — для измерения скоростей продольных волн в отдельных частицах или образцах небольших размеров из шламоуловителя с базой измерения менее 5 мм (т. е. на микропробах).

3. Гидростатическое взвешивание — для исследования плотности образцов.

4. Предусматривающие изготовление брикетов из шлама и другого твердого вещества с известными упругими свойствами — для определения скорости упругих волн в образцах размером более 5 мм.

5. Деструктивные, связанные с механическим разрушением образцов, — с целью определения их прочностных свойств, в частности прочности при изгибе в тонких пластинках, прочности на раздавливание и механической анизотропии.

В процессе исследований большое внимание уделялось не только разработке методики изучения физических свойств образцов, но также и методике представления полученных результатов. Наиболее наглядным и компактным способом представления результатов массовых и эталонных измерений оказались сводные геолого-петрофизические разрезы. В нижней части разреза архейского комплекса полнота исследования физических свойств резко снижается вместе с уменьшением количества кернового материала.

### 9.3. Упругие и плотностные свойства

Упругие свойства пород в образцах керна (скорость продольных  $V_p$  и поперечных  $V_s$  волн, модули упругости, коэффициент Пуассона, коэффициент анизотропии и др.) определялись по всему разрезу СГ-3. Значимость полученных результатов для протерозойского комплекса (Кольская сверхглубокая, 1984) намного выше, чем для архейского, что связано с различиями в свойствах пород: упругие свойства мелкозернистых, однородных, малопористых пород карельского комплекса в общем мало меняются с давлением и глубиной в отличие от пород архейского возраста. Поэтому при сопоставлении результатов измерений в образцах керна с диаграммами акустического каротажа, отражающего значения скоростей  $V_p$  и  $V_s$  в глубинных условиях (in situ), имеется хорошее совпадение для протерозойского комплекса, в то время как для архейского комплекса наблюдаются большие расхождения. Отсюда вытекает необходимость введения поправок в значения  $V_p$  и  $V_s$ , которые определяются при изучении этих характеристик при высоких давлениях.

При исследовании шлама и дисков, извлеченных с больших глубин, проведение измерений на серийной аппаратуре часто не представляется возможным, так как малые размеры проб не позволяют получать достоверные значения скоростей упругих волн. В связи с этим в Кольском филиале АО НПП «ГЕРС» был разработан макет установки для проведения УЛС образцов малых

размеров с целью изучения скоростей продольных волн в микропробах (Стор, 1987).

На установке для проведения УЛС были выполнены исследования каменного материала из скважины СГ-3. Из керна выпилялись пластинки толщиной 2–4 мм перпендикулярно и параллельно оси скважины. На этих пластинках проводилось сканирование с шагом 3 мм, в результате на каждой пластинке получали около 100 физических точек для расчета скоростей продольных волн. Всего было измерено 120 образцов керна. По каждому образцу вычисляли среднюю скорость и строили гистограммы распределения скоростей. Анализ гистограмм скоростей позволил выделить три типа распределений — широкодиапазонный, среднедиапазонный и узкодиапазонный. В первом типе диапазон изменения скоростей по одному образцу находится в пределах до 4 км/с, во втором — до 2,5 км/с, в третьем — менее 2 км/с. На рис. 9.2 приведены гистограммы подобного типа распределений  $V_p$  в трех образцах керна, там же нанесены сведения о значениях скорости  $V_p$ , полученные по акустическому каротажу (АК), и средние значения  $V_p$  по массовым измерениям для петрофизического интервала, где был отобран данный образец, а также вариационная кривая  $V_p$  по массовым измерениям керна.

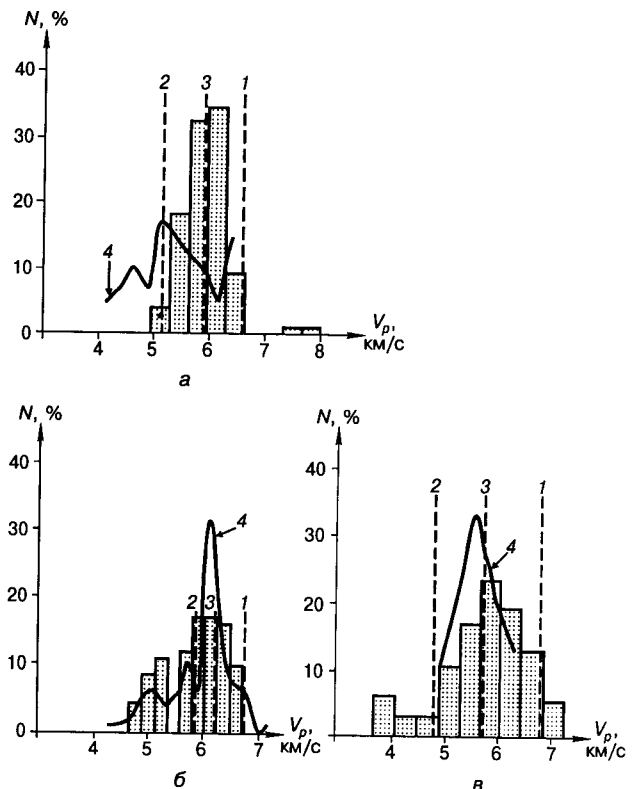


Рис. 9.2. Гистограммы распределения скорости продольных волн  $V_p$  в образцах керна по данным УЛС:

а — № 16762; б — № 16932; в — № 16792; 1 — по данным АК; 2 — среднее значение по данным УЛС; 3, 4 — средние значения и вариационная кривая по массовым измерениям керна

Большой разброс скоростей по одному образцу можно связать со структурно-текстурными особенностями горной породы, из которой изготовлен образец. К структурно-текстурным особенностям, влияющим на расширение диапазона скоростей продольных волн в горной породе, прежде всего относится наличие микротрещиноватости и пористости. Поэтому исследование керна сверхглубоких скважин на установке для проведения УЛС может быть использовано для выделения зон трещиноватости по разрезу скважины. Такой подход позволяет на следующем этапе исследований получить количественные оценки фильтрационно-емкостных характеристик разреза и прогнозировать устойчивость стенок скважины.

Анализ представленной информации показал хорошую сопоставимость данных, полученных по методу УЛС и массовым измерениям скоростей продольных волн по образцам керна на стандартных установках. В то же время скорости по АК, как правило, несколько выше скоростей по УЛС и массовым измерениям. Хорошее совпадение средней скорости по данным УЛС и максимума распределения скорости при массовых измерениях позволяют для участков разреза, где массовые измерения из-за отсутствия каменного материала проводились всего на нескольких образцах керна, построить гистограмму распределения скоростей и таким образом дополнить недостающей информацией «Атлас физических свойств горных пород разреза СГ-3» (Кузнецов, 1982).

Изучению плотности пород протерозойского комплекса было уделено большое внимание в монографии (Кольская сверхглубокая, 1984). Поэтому главное внимание обратим на плотность пород архейского комплекса. Всего в разрезе архейского комплекса в интервале 6,8–12,1 км проведено около 7 тысяч параллельных определений плотности пород. В результате удалось определить средние значения плотности и их колебания в главных типах пород и в различных толщах.

Для вскрытой части архейского комплекса в целом средневзвешенное (по мощности) значение плотности  $\sigma = 2,79 \text{ г/см}^3$ . Учитывая, что породы обладают весьма малой пористостью (до 1%), их плотность обусловлена в основном вещественным составом.

Средневзвешенная плотность первой толщи глиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев, подстилающей комплекс нижнего протерозоя (6842–7622 м),  $\sigma_{\text{ср}} = 2,77 \text{ г/см}^3$  при сравнительно больших вариациях ( $\Delta\sigma_{\text{ср}} = 0,1 \text{ г/см}^3$ ). Плотность собственно глиноземистых гнейсов  $\sigma_{\text{ср}} = 2,73 \text{ г/см}^3$  при колебаниях до 1%. Высокой плотностью обладают параамфиболиты ( $2,95 \text{ г/см}^3$ ). Наименьшая плотность ( $2,65 \text{ г/см}^3$ ) отмечалась у биотит-плагиоклазовых гнейсов с ВКМ.

Средневзвешенное значение плотности второй гнейсовой толщи (7622–9456 м), сложенной главным образом биотит-плагиоклазовыми гнейсами с различным содержанием эпидота, сфена, амфибола, магнетита, сульфидов

и апатита, практически совпадает со значением плотности для пород первой гнейсовой толщи:  $\sigma_{\text{ср}} = 2,76 \text{ г/см}^3$  ( $\Delta\sigma_{\text{ср}} = 0,15 \text{ г/см}^3$ ). Преобладающие в свите биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВКМ имеют более низкую по сравнению с глиноземистыми гнейсами первой толщи плотность ( $2,66 \text{ г/см}^3$ ); отклонения от средневзвешенного значения плотности гнейсов не превышают 2%. Высокая плотность ( $3,00 \text{ г/см}^3$ ) наблюдается у параамфиболитов и ортоамфиболитов.

Плотность глиноземистых гнейсов третьей толщи (9456–9573 м) равна  $2,71 \text{ г/см}^3$  ( $\Delta\sigma_{\text{ср}} = 0,02 \text{ г/см}^3$ ), в то время как присутствие биотит-роговообманковых амфиболитов повышает средневзвешенное значение плотности всей толщи в целом до  $2,75 \text{ г/см}^3$  ( $\Delta\sigma_{\text{ср}} = 0,21 \text{ г/см}^3$ ). Наиболее высокая плотность отмечена у апопироксенитовых ортоамфиболитов (горнблендитов):  $\sigma_{\text{ср}} = 3,14 \text{ г/см}^3$ .

Выделенная в разрезе четвертая гнейсовая толща (9573–10144 м) в совокупности всех слагающих ее пород имеет средневзвешенное значение плотности, повышенное по отношению к плотности предыдущей толщи:  $2,8 \text{ г/см}^3$  ( $\Delta\sigma_{\text{ср}} = 0,17 \text{ г/см}^3$ ). При этом биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВКМ имеют плотность  $\sigma_{\text{ср}} = 2,66 \text{ г/см}^3$  с вариациями до 1,5%. Повышенное значение плотности ( $2,95 \text{ г/см}^3$ ) при среднеквадратическом отклонении  $0,12 \text{ г/см}^3$  имеют наиболее часто встречающиеся эпидот-биотит-роговообманковые параамфиболиты.

Средневзвешенные значения плотности маломощных пятой (10144–10278 м), шестой (10278–10460 м) и седьмой (10460–10601 м) гнейсовых толщ соответственно равны  $2,76 \text{ г/см}^3$  ( $\Delta\sigma_{\text{ср}} = 0,18 \text{ г/см}^3$ ),  $2,74 \text{ г/см}^3$  ( $\Delta\sigma_{\text{ср}} = 0,1 \text{ г/см}^3$ ),  $2,72 \text{ г/см}^3$  ( $\Delta\sigma_{\text{ср}} = 0,12 \text{ г/см}^3$ ). Среднее значение плотности биотит-плагиоклазовых гнейсов с высокоглиноземистыми минералами в пятой толще составляет  $2,71 \text{ г/см}^3$  ( $\Delta\sigma_{\text{ср}} = 0,02 \text{ г/см}^3$ ), а плотность аналогичных гнейсов седьмой толщи несколько ниже ( $2,66 \text{ г/см}^3$ ), но вариации среднего значительно выше:  $\Delta\sigma_{\text{ср}} = 0,04 \text{ г/см}^3$ . Самые высокие значения плотности в пятой и седьмой толщах зафиксированы у гранат-роговообманковых амфиболитов:  $\sigma_{\text{ср}} = 3,05 \pm 0,10 \text{ г/см}^3$ .

Плотность эпидот-биотит-плагиоклазовых гнейсов, слагающих шестую толщу, составляет  $2,68 \text{ г/см}^3$  при вариациях меньше 1%. Наибольшей плотностью ( $3,01\text{--}3,02 \text{ г/см}^3$ ) в шестой толще обладают параамфиболиты эпидот-биотит-роговообманковые и ортоамфиболиты-горнблендиты (апопироксенитовые).

Восьмая гнейсовая толща (10601–11411 м) сложена биотит-плагиоклазовыми гнейсами с ВКМ с прослоями сульфид-, ортит- и гранатсодержащих разностей и железистых кварцитов. Средневзвешенное значение ее плотности равно  $2,74 \text{ г/см}^3$ . Плотность собственно биотит-плагиоклазовых гнейсов составляет  $2,63 \text{ г/см}^3$  ( $\Delta\sigma_{\text{ср}} = 0,02 \text{ г/см}^3$ ). Наибольшая плотность зафиксирована у железистых кварцитов ( $3,36 \text{ г/см}^3$ ) и у биотит-роговообманковых амфиболитов ( $3,00 \text{ г/см}^3$ ).

Средневзвешенное значение плотности девятой гнейсовой толщи (11411–11708 м) составляет  $2,75 \text{ г/см}^3$

( $\Delta\sigma_{cp} = 0,14 \text{ г/см}^3$ ). Толща сложена биотит-плагиоклазовыми гнейсами с ВГМ ( $\sigma_{cp} = 2,7 \text{ г/см}^3$ ,  $\Delta\sigma_{cp} = 0,03 \text{ г/см}^3$ ) с прослоями биотит-плагиоклазовых гнейсов с ВКМ ( $\sigma_{cp} = 2,67 \text{ г/см}^3$ ,  $\Delta\sigma_{cp} = 0,04 \text{ г/см}^3$ ). Плотность эпидот-биотит-рогово-обманковых, гранат-роговообманковых, куммингтонит-роговообманковых и ортоамфиболитов флогопит-антофиллит-актинолитовых (апоперидотитовых) достигает  $3,06 \text{ г/см}^3$ . В толще встречаются прослои железистых кварцитов плотностью  $3,10\text{--}3,15 \text{ г/см}^3$ .

Что касается десятой толщи гнейсов и кристаллосланцев (11708–12260 м), то ее средневзвешенная плотность  $\sigma_{cp} = 2,73 \text{ г/см}^3$  ( $\Delta\sigma_{cp} = 0,164 \text{ г/см}^3$ ). Плотность собственно гнейсов —  $2,67 \text{ г/см}^3$  ( $\Delta\sigma_{cp} = 0,04 \text{ г/см}^3$ ), амфиболитов —  $3,00 \text{ г/см}^3$  ( $\Delta\sigma_{cp} = 0,05 \text{ г/см}^3$ ).

Отметим в заключение, что детальное изучение плотности пород позволяет решать важные задачи геологии и геофизики (вычисление модулей упругости, коррекция толщ пород и др.).

#### 9.4. Фильтрационные и емкостные свойства

К этим свойствам обычно относят пористость и проницаемость, которые в основном определяют коллекторские и изолирующие свойства пород. При изучении материалов бурения СГ-3 этим свойствам уделялось большое внимание. Однако степень изученности их по разрезу оказалась неравномерной с явной тенденцией к уменьшению изученности сверху вниз. Изучение пористости сводилось в основном к массовым определениям коэффициента открытой пористости  $K_n$  в образцах керна. Кроме того, проведены специальные микроскопические исследования количества, формы и размеров пор в сильно деформированных породах архейского комплекса. Изучение проницаемости сводилось к определению коэффициентов жидкостной (отчасти газовой) проницаемости  $K_{np}$  в типичных породах протерозойского и архейского комплексов.

Средние значения коэффициента пористости для выделенных интервалов печенгского комплекса колеблются в основном в пределах  $0,3\text{--}0,8\%$  и лишь в отдельных интервалах нижней части разреза могут достигать  $1\text{--}1,2\%$ .

Отсюда вытекает, что мы имеем дело с малопористыми кристаллическими породами, в которых поры и трещины в основном залечены вторичными минералами. Однако при оценке коллекторских свойств отдельных толщ и печенгского комплекса в целом необходимо учитывать масштабный фактор и тот факт, что измерения пористости проводились главным образом в отдельных образцах типичных пород, не содержащих крупных полостей и трещин, которые, например, нередко отмечаются в пределах ждановской (продуктивной) свиты при горных работах на медно-никелевых месторождениях.

Ввиду ограниченности числа измерений открытой пористости в породах архейского комплекса не пред-

ставляется возможным построить детальную диаграмму распределения величины  $K_n$  на глубине  $6,8\text{--}12,2 \text{ км}$ . Однако проведенные измерения общим числом около 2000 позволяют дать оценку  $K_n$  по типам пород и по разрезу. Значения  $K_n$  в различных породах описываемого комплекса колеблются в общем в пределах  $1\text{--}3\%$ .

Высокие значения  $K_n$  отмечаются, как правило, в сильно трещиноватых породах лейкократового состава, содержащих повышенное количество кварца, кислого плагиоклаза и микроклина.

Максимальные значения  $K_n$  зафиксированы также в лейкократовых породах типа гранитогнейсов, пегматитов и в пределах интервалов с сильно выраженным дискованием керна. Минимальные значения  $K_n$  ( $\sim 0,8\text{--}1,2\%$ ) отмечаются, как правило, в монолитных и однородных телах ортоамфиболитов дайкового комплекса. Специально проведенные микроскопические исследования сильно деформированных лейкократовых пород и, в частности тектонитов-катаклазитов, показали, что при  $K_n = 2\div 2,5\%$  породы буквально насыщены щелевыми и объемными порами. В поле зрения диаметром  $4 \text{ мм}$  в прозрачных ориентированных шлифах число микротрещин длиной  $0,01\text{--}0,8 \text{ мм}$  (среднее  $0,1\text{--}0,3 \text{ мм}$ ) составляло  $120\text{--}160$ , а число объемных пор диаметром от  $0,01 \text{ мм}$  (и меньше) до  $0,04\text{--}0,05 \text{ мм}$  достигало  $100\text{--}160$ . Замеры ориентировки длинных осей микротрещин показали, что эти же оси образуют широкий веер с явной тенденцией к сгущениям параллельно полосчатости и сланцеватости. Статистические замеры ширины (раскрытости) микротрещин показали, что она колеблется в пределах от  $0,005 \text{ мм}$  (и меньше) до  $0,1 \text{ мм}$ . В итоге приходим к выводу, что при открытой пористости  $2\text{--}2,5\%$  в кристаллических породах описываемого комплекса может содержаться огромное число щелевых и объемных пор в основном капиллярного типа (размер пор  $0,0002\text{--}0,5 \text{ мм}$ ), по которым жидкость может перемещаться при определенных условиях. При оценке коллекторских свойств пород в глубинных условиях следует учитывать, что часть микротрещин имеют субгоризонтальную ориентировку и поэтому могут полностью или частично закрываться под действием веса вышележащих пород (геостатическое давление). Поэтому для количественной оценки коллекторских свойств кристаллических пород в глубинных условиях необходимо проводить специальные лабораторные исследования при высоких давлениях и температурах.

Исследования проницаемости пород протерозойского и архейского комплекса проводились в свое время под руководством Е. И. Баюк (Кольская сверхглубокая, 1984) в нормальных условиях и при повышенных  $P\text{--}T$  условиях. Всего было изучено около 30 образцов различных пород протерозойского и архейского комплексов, из них 17 — под давлением до  $100 \text{ МПа}$ .

Установлено, что коэффициент проницаемости  $K_{np}$  при нормальных  $P\text{--}T$  условиях в общем колеблется в широких пределах — от  $(0,02\text{--}0,05) \cdot 10^{-3}$  до  $(10\text{--}20) \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$  при колебаниях открытой пористости от  $1,2$  до  $4,3\%$ .

Установлено, что различные типы пород протерозойского комплекса характеризуются следующими средними значениями коэффициентов  $K_{np}$  и  $K_n$ : туфы, метатуффиты, филлиты, алевролиты —  $K_{np} = 0,04 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ ,  $K_n = 0,45\%$ ; диабазы, габбро-диабазы, пироксеновые порфириды —  $K_{np} = 0,03 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ ,  $K_n = 0,4\%$ ; метадиабазы, метаандезиты —  $K_{np} = 0,29 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ ,  $K_n = 0,6\%$ ; рассланцованные породы нижней части разреза карельского комплекса —  $K_{np} = 1,25 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ ,  $K_n = 0,55\%$ . Значения  $K_{np}$  в гнейсах архейского комплекса колеблются в широких пределах — от  $0,02 \cdot 10^{-3}$  до  $20 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ .

В итоге приходим к выводу, что некоторые породы архейского комплекса по значениям проницаемости при нормальных условиях приближаются к коллекторам трещинного типа (Басин, 1991; и др.).

### 9.5. Деформационно-прочностные свойства и характер разрушения пород в процессе бурения

Этим свойствам уделялось большое внимание в связи с необходимостью решения ряда задач оценки буримости пород, устойчивости стенок скважины, сохранения керна и др. Испытания образцов керна и шлама проводили как по стандартным методикам, так и с помощью специальной аппаратуры трехосного сжатия.

Оценку прочности пород скважины СГ-3 применительно к технологии бурения производили по твердости по штампу, определяемой как предел местной прочности на вдавливание цилиндрического штампа с плоским основанием в гладкую поверхность испытуемого образца. Метод позволяет оценить работу, затрачиваемую на внедрение рабочих элементов породоразрушающего инструмента в породу, отличается малой трудоемкостью и простотой получения результатов.

Тем не менее, оценка твердости кристаллических пород по штампу оказывается недостаточно информативной и позволяет судить лишь о качественной характеристике породы (твердая или мягкая, упругая или пластичная). В частности, оталькованные амфиболиты имеют твердость 750 МПа ( $75 \text{ кг/мм}^2$ ), а амфиболиты — 2500–4000 МПа ( $250\text{--}400 \text{ кг/мм}^2$ ). Кроме того, твердость породы по штампу не характеризует возможность разрушения породы по поверхностям ослабления, что особенно важно для оценки устойчивости стенок скважин.

Наиболее полную картину разрушения горных пород представляют такие прочностные характеристики, как пределы прочности при одноосных напряжениях сжатия и растяжения.

Испытания образцов осуществляли на вырезанных из керна пластинах толщиной 10–15 мм путем раскалывания их клиньями, ориентированными вдоль и поперек слоистости (прочность при растяжении  $\sigma_r$ ); кубики, образовавшиеся после раскалывания пластины, раздав-

ливали в режиме одноосного сжатия (прочность при сжатии  $\sigma_{сж}$ ). Результаты испытаний на прочность пород архейской части разреза показали, что значения прочностных характеристик отличаются широким разбросом единичных определений (до 20–30%), обусловленным большим числом определяющих факторов: структурно-текстурными особенностями, минерализованной трещиноватостью, микротрещиноватостью, вещественным составом.

В архейской части разреза значения пределов прочности пород при сжатии, измеренные в лабораторных условиях, изменяются от 52 МПа для оталькованных амфиболитов, подвергнутых регрессивному дислокационному метаморфизму, до 250 МПа для амфиболитов, находящихся в амфиболитовой, прогрессивной фации метаморфизма, а значения пределов прочности при растяжении параллельно слоистости — от 10 до 29 МПа и перпендикулярно слоистости — от 3 до 19 МПа. Следует отметить, что прочностные характеристики архейских пород измерены по образцам, претерпевшим разуплотнение как в процессе бурения, так и при подъеме на поверхность.

Об образовании микротрещин в породе при воздействии динамических нагрузок, возникающих от колебаний низа бурильной колонны и гидродинамических проявлений в процессе спускоподъемных операций, свидетельствуют результаты следующего эксперимента. На столе испытательной машины МУП-100\* помещали образец биотитового гнейса, отобранного вблизи поверхности (кубик размерами  $42 \times 42 \times 42 \text{ мм}$ ). Между плитой машин и образцом располагали нагрузочные ячейки с размещенными в них ультразвуковыми излучателями. Испытуемый образец нагружали.

Статическая нагрузка образца составляла 110 МПа, а наибольшая динамическая — 230 МПа, частота циклов — 308 цикл/мин.

По изменению скорости распространения продольных колебаний через образец в процессе испытаний можно судить о развитии микротрещиноватости. При некотором начальном числе циклов нагружения  $[(3\text{--}9) \cdot 10^3]$  скорость упругих колебаний не изменялась. Затем скорость  $V_p$  начинала уменьшаться (рис. 9.3), причем с большей скоростью к моменту разрушения образца. До момента разрушения порода претерпевала в среднем 80 000 циклов нагружения.

По предварительной оценке среднее число ударных импульсов, приходящихся на керн в процессе бурения, составляет 7000. Это относится к начальной части графика, когда происходит зарождение микротрещин, но плотность породы не меняется. Воздействие импульсных нагрузок в процессе выбуривания керна приводит к

\* Машина МУП-100 предназначена для проведения испытаний материалов статическими (до  $10^3 \text{ кН}$ ) и циклическими (от 50 до 500 кН, 308–910 цикл/мин) нагрузками и снабжена пульсатором, счетчиком общего числа циклов, индикаторами статической и динамической нагрузок.

снижению скорости распространения упругих волн в керне на 3–5%.

О влиянии прочности пород на образование вывалов из стенок скважины можно судить на основании зависимости объема ствола в интервале 100 м от предела прочности при растяжении  $\sigma_p$  образцов, отобранных в том же интервале.

Существенное увеличение объема участка ствола, а следовательно, и сечения скважины происходит для пород с пределом прочности при растяжении меньше 15 МПа. Такой низкой прочностью обладает большинство испытанных образцов пород из керна, претерпевшего разуплотнение, связанное с развитием микротрещин в результате воздействия ударных импульсов на стенки ствола скважины.

Величина  $\sigma_p$  неразуплотненных пород-аналогов значимо выше указанных пределов ( $> 17$  МПа). Следовательно, формирование ствола скважины происходит в таких условиях, когда вероятность увеличения сечения ствола минимальна. Однако образование вывалов обуславливается ослаблением пород в процессе бурения и их обрушением после пересечения стволом скважины тектонических разломов, в которых проявляются процессы полидиафтореза. При этом трещиноватость, сопровождающая разломы, цементируется механически слабыми минералами: тальком, хлоритом,

серпентином, кальцитом и слюдами. Кроме того, следует учитывать, что неоднородность поля механических напряжений в массиве пород, вызывающая потерю устойчивости ствола, связана с механической анизотропией пород, т. е. с отношением прочности в направлении слоистости пород к прочности в перпендикулярном направлении.

Для оценки механической анизотропии пород проведены определения их пределов прочности при изгибе в двух взаимно перпендикулярных направлениях (вдоль и поперек слоистости).

Для анизотропных пород протерозойского комплекса коэффициент механической анизотропии, рассчитанный по результатам прочностных испытаний на изгиб, в среднем составляет 1,4, достигая 1,57–1,58 у филлитов, алевролитов, песчаников, туффитов, конгломератов ждановской свиты, а также у тремолит-карбонатных сланцев и песчаников кувернерийской свиты. Для изотропных пород (диабазов, габбро, габбро-диабазов) коэффициент механической анизотропии не превышает 1,07.

Оценка механической анизотропии пород по значениям пределов прочности при растяжении, когда растягивающая нагрузка ориентирована вдоль и поперек слоистости образцов, показывает, что коэффициент анизотропии в этом случае в среднем в 1,3 раза выше, чем при испытаниях на изгиб. Это можно объяснить проявлением масштабного фактора (поверхность разрушения в растягивающих испытаниях в несколько раз больше, чем при изгибе.) Тем не менее, качественный характер анизотропии проявляется весьма отчетливо.

Механическая анизотропия пород архейского комплекса при изгибных испытаниях колеблется от 1,19 до 3,2 (среднее значение 1,97). Существенно, что анизотропия прочности проявляется во всей части архейского разреза, вскрытой скважиной. Коэффициент анизотропии, рассчитанный по результатам испытаний прочности пород на растяжение, для пород архейского комплекса изменяется от 1,3 до 4,0. При этом среднее значение  $K_a$  для гнейсов составляет 1,8, а для амфиболитов — 2,4.

Таким образом, отмеченное ранее снижение прочности горных пород в образцах, поднятых на поверхность, по сравнению с прочностью аналогичных образцов, отобранных вблизи поверхности, является следствием декомпрессии пород, воздействием динамических нагрузок низа бурительной колонны, а также повышенной трещиноватости и связанными с нею процессами полидиафтореза. Прочность горных пород является определяющим фактором в образовании вывалов из стенок скважины. Для сильно анизотропных пород прочность, измеренная вдоль слоистости, в среднем в 2 раза превышает прочность, измеренную в перпендикулярном направлении. Механическая анизотропия пород отражает также устойчивость ствола скважины.



Рис. 9.3. Изменение скорости распространения продольных колебаний в образцах керна в зависимости от числа циклов нагружения: 1–4 — испытываемые образцы

### 9.6. Радиоактивные свойства

Изучение этих свойств по образцам керна и по каротажу имеет большое значение для литолого-петрографического расчленения разрезов протерозойского и архейского комплексов, а также для вычисления радиогенной теплогенерации и оценки доли тепла, выделяемой из земной коры и из мантии в общем тепловом потоке. Исследование радиоактивных свойств пород имеет три различных аспекта — геохимический, петрофизический и геофизический, а важнейшей задачей является обеспечение детальной количественной интерпретации гамма-каротажа по суммарной гамма-активности и по содержанию отдельных элементов (K, U, Th). Данный раздел посвящен решению именно этой задачи.

Изучение радиоактивных свойств пород протерозойского и архейского комплексов, вскрытых скважиной, проводилось по керну на порошковых пробах в лаборатории КГРЭ. Полученные при этом результаты были использованы для количественной и качественной интерпретации данных скважинных исследований радиоактивных свойств пород в условиях их естественного залегания. Для проведения массовых керновых определений естественной радиоактивности по наличию естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) — урана, тория, калия, использовали гамма-спектральный экспресс-метод (ГСЭМ), а также нейтронно-активационный метод по урану и тории. Точечные замеры выполняли с помощью рентгеноспектрального и рентгенофлуоресцентного методов. При этом применялись стандартные аппаратура, методики подготовки образцов, проб, измерений и обработки результатов. Для снижения порога обнаружения ГСЭМ в качестве материала защитного (от естественного фона) контейнера для размещения сцинтилляционного блока и изучаемого образца была использована сталь с минимальной радиоактивной загрязненностью.

По результатам массовых измерений содержания ЕРЭ горные породы архейской части разреза СГ-3 в целях количественной интерпретации методов ГК и СГК разбиты на восемь групп\*. В группу с наибольшей естественной радиоактивностью включены микроклиновые граниты и пегматиты. Наименьшей радиоактивностью обладают амфиболиты. Бiotит-плаггиоклазовые гнейсы и сланцы занимают промежуточное положение.

Указанные группы пород (табл. 9.1), выделенные по степени их естественной радиоактивности, составляют около 95% всех пород архейского комплекса. Это позволяет при интерпретации интегрального ГК выделять эти группы пород в условиях их естественного залегания, а также проводить количественную интерпретацию результатов гамма-каротажа скважины на основе керновых определений методом ГСЭМ (рис. 9.4).

\* Изучению содержания K, U, Th по разрезу скважины СГ-3 посвящен ряд работ (Кольская сверхглубокая, 1984; Кременецкий, Лapidус и др., 1990).

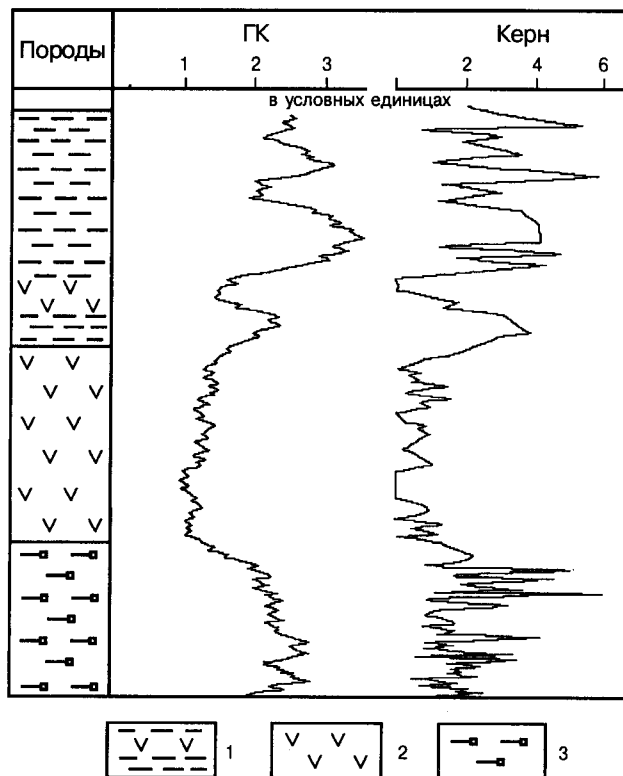


Рис. 9.4. Результаты сопоставления данных ГК и экспресс-анализа естественной радиоактивности керна скважины СГ-3:  
1 — биотит-плаггиоклазовые гнейсы; 2 — амфиболовые сланцы;  
3 — плаггиогнейсы с гранатом и ставролитом

### 9.7. Свойства пород в условиях повышенных $P-T$

В условиях повышенных  $P-T$  изучались упругие, фильтрационно-емкостные и деформационно-прочностные свойства пород. Наибольшее внимание уделялось их упругим и деформационно-прочностным свойствам.

#### 9.7.1. Упругие свойства

С целью детального изучения упругих свойств пород протерозойского и архейского комплексов при высоких давлениях была построена установка гидростатического сжатия до 200 МПа, допускающая массовые определения скорости упругих волн и их затухания в образцах пород диаметром 20 мм и длиной 40–50 мм. Определения скорости  $V_p$  и  $V_s$  проводились по обычной методике прозвучивания, а определение коэффициентов  $\alpha_p$  и  $\alpha_s$  и декрементов  $\Delta_p$  и  $\Delta_s$  затухания — по методике сравнения с эталоном, в качестве которого использовались плавленый кварц или порода с весьма низким затуханием (Галдин, 1990; Галдин и др., 1986). При этом образцы горных пород рассматривались в качестве природных микромоделей среды с заранее заданными

Таблица 9.1

## Группировка пород по естественной радиоактивности

Номер группы пород	Наименование пород	Первичные породы	Число образцов	Суммарная радиоактивность по ГК, мкР/ч	Содержание ЕРЭ			Th/U
					K, %	U·10 <sup>-4</sup> , %	Th·10 <sup>-4</sup> , %	
I	Биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВГМ (Ст, Анд, Сил, Гр), двуслюдяные плагиогнейсы, дуслюдяные плагио-гнейсы с микроклином и гнейсы с различными акцессорными минералами: Ап, Сф, Орт, Цр	Песчано-глинистые различного состава	90	<u>7,7–14,5</u> 11,8	<u>0,98–3,8</u> 2,3	<u>0,4–5,2</u> 2,02	<u>2,04–15,4</u> 7,8	<u>1,3–10,5</u> 3,9
II	Биотит-плагиоклазовые гнейсы с ВКМ (Эп, Ам, Сф, иногда Гр), биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы и сланцы, слюдиты	Вулканогенно-хемогенно-осадочные	37	<u>6,8–10,8</u> 7,8	<u>0,9–2,5</u> 1,7	<u>0,7–3,2</u> 1,7	<u>1,8–13,3</u> 5,4	<u>1,3–8,4</u> 3,4
III	Эпидот-биотит-роговообманковые параамфиболиты со Сф	Вулканогенно-хемогенно-терригенные	12	<u>5,0–7,5</u> 6,0	<u>0,2–0,9</u> 0,4	<u>0,9–4,3</u> 1,7	<u>1,7–4,7</u> 2,2	<u>0,7–4,3</u> 1,3
IV	Ортоамфиболиты, высокотитаножелезистые метадолериты	Магматические основного состава	36	<u>3,0–6,0</u> 4,4	<u>0,1–1,0</u> 0,5	<u>0,1–1,8</u> 0,6	<u>0,3–2,6</u> 1,6	<u>0,1–7,0</u> 2,5
V	Тальк-антофиллит-актинолитовые, тремолит-актинолит-тальковые сланцы, биотит-роговообманковые ортоамфиболиты	Ультра-основные	13	<u>5,5–6,0</u> 5,7	<u>0,07–1,2</u> 0,5	<u>0,8–1,6</u> 1,1	<u>0,03–5,6</u> 2,1	<u>0,04–7,0</u> 1,9
VI	Теневые мигматиты по биотит-плагиоклазовым гнейсам	Песчаники, туфопесчаники среднего состава	15	<u>9,0–12,0</u> 11,0	<u>1,2–2,2</u> 1,7	<u>0,5–2,5</u> 1,4	<u>5,8–9,8</u> 8,5	<u>1,8–11,6</u> 6,1
VII	Плагиограниты, плагиопегматиты, плагиоаплиты (метасоматические) синскладчатые	По породам различного первичного состава и генезиса	20	<u>7,0–16,0</u> 11,0	<u>0,3–2,2</u> 1,1	<u>0,8–6,5</u> 2,7	<u>0,1–8,3</u> 4,0	<u>0,1–3,5</u> 1,5
VIII	Микроклиновые граниты, пегматиты постскладчатые	Гранитоиды	23	<u>15,5–44,0</u> 21,5	<u>2,0–5,5</u> 3,5	<u>0,8–12,4</u> 4,3	<u>4,4–48,2</u> 22,0	<u>5,0–24,0</u> 5,1

Примечания: 1. В числителе — интервалы значений; в знаменателе — средневзвешенное значение. 2. Условные обозначения: Ст — ставролит; Анд — андалузит; Сил — силлиманит; Гр — гранат; Ап — апатит; Сф — сфен; Орт — ортоклаз; Цр — циркон; Эп — эпидот; Ам — амфибол.

неоднородностями. Образцы для исследований вырезались вдоль зерна (для интерпретации АК), а также в соответствии со структурой и текстурой пород согласно принятой схеме, что допускало проведение детальной интерпретации АК, а также детальное изучение упругой анизотропии пород и механизмов затухания Р- и S-волн. Всего таким образом было изучено около 200 образцов протерозойского комплекса и 200 — архейского. Не вдаваясь в детали полученных результатов, ограничимся лишь рассмотрением некоторых примеров. Типичный пример определения упругих свойств и затухания упругих волн в породах разреза СГ-3 приведен на рис. 9.5 и 9.6.

Результаты измерений  $V_p$  и  $V_s$  в образцах под давлением показали хорошее соответствие с данными АК по всему разрезу протерозойского комплекса. Декременты затухания  $\Delta_p$  и  $\Delta_s$  для многих типов пород, в частности диабазов, габбро-диабазов, метадиабазов и др., имеют очень низкое значение ( $\sim 0,01-0,02$ ), что свидетельствует об однородной мелкозернистой, монолитной структуре пород. В образцах пород из нижней части скважины сильно возрастают значения декрементов  $\Delta_p$  и  $\Delta_s$ , а также степень их изменения с давлением, что связано с развитием сланцеватости пород и ярко выраженной упругой анизотропией. Резкое увеличение затухания отмечается и на кривых АК.

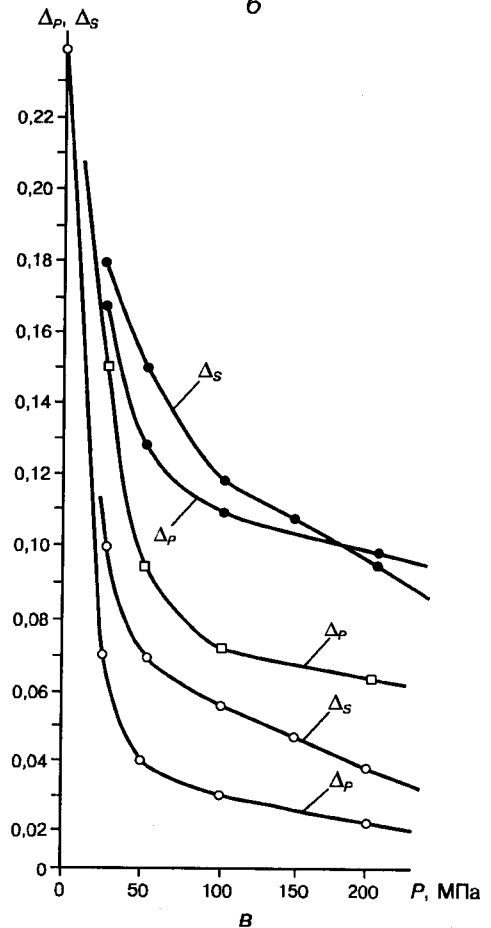
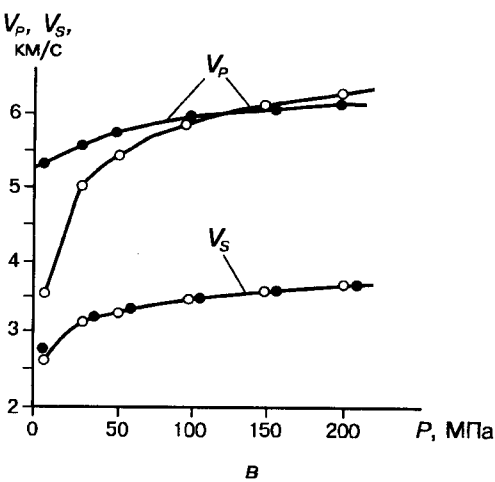
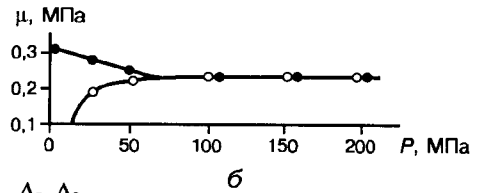
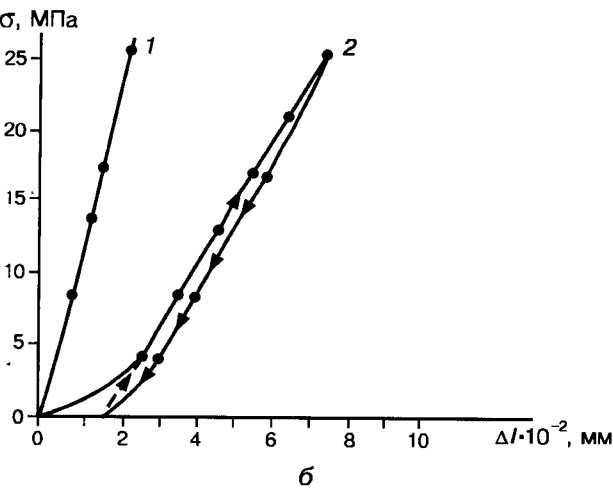
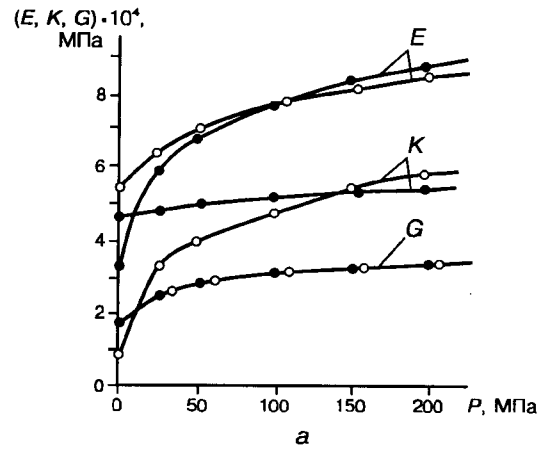
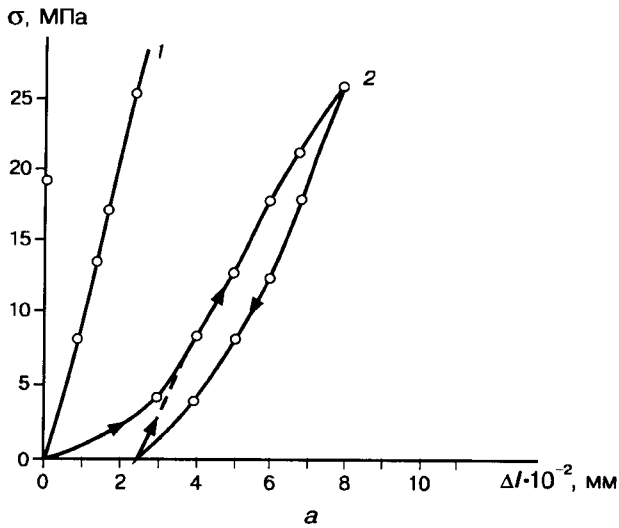


Рис. 9.5. Кривые напряжение  $\sigma$  — деформация  $\Delta l$  для однородного мелкозернистого диабаз (1) и биотит-мусковит-плаггиоклазового гнейса (2) в сухом (а) и водонасыщенном (б) состояниях и кривая изменения с давлением скоростей распространения продольных  $V_p$  и поперечных  $V_s$  волн в сухом (о) и водонасыщенном (●) образцах мусковит-плаггиоклазового гнейса (в)

Рис. 9.6. Изменения с давлением модуля Юнга  $E$ , модуля объемного сжатия  $K$ , модуля сдвига  $G$  (а), коэффициента Пуассона  $\mu$  (б) и декремента затухания продольных  $\Delta_p$  и поперечных  $\Delta_s$  волн (в) в сухих (о), влажных (●) и слегка смоченных (□) образцах биотит-мусковит-плаггиоклазового гнейса

В образцах пород архейского комплекса наблюдается совершенно другой тип кривых изменения скорости и затухания с давлением. Это видно из рис. 9.5 и 9.6, на которых приведены деформационные кривые диабазы и лейкократового гнейса. Различия в упругих свойствах между этими породами очевидны. Для гнейса характерна петля гистерезиса, по которой можно судить о внутреннем трении и затухании упругих волн в породе. Характерно, что при водонасыщении породы петля явно уменьшается, что связано с понижением внутреннего трения. Скорость продольных волн в сухих образцах резко растет до давления 50 МПа и заметно увеличивается в интервале 50–100 МПа, причем при водонасыщении породы рост скорости  $V_p$  делается более плавным за счет повышения начальных значений  $V_p$ . Водонасыщение слабо влияет на скорость  $V_s$ . Модуль упругости и коэффициент Пуассона в соответствии с изменениями  $V_p$  и  $V_s$  меняются в общем довольно плавно. Однако декремент затухания с давлением меняется гораздо сильнее, причем в сухих породах по своей абсолютной величине он много ниже, чем в водонасыщенных породах. Характерно, что увеличение декремента заметно уже при незначительном смачивании породы, что связано с резким изменением внутреннего трения. Из проведенных экспериментов можно сделать вывод о весьма высокой чувствительности затухания упругих волн в кристаллических породах архейского комплекса к их водонасыщению. Установлено также, что затухание гораздо сильнее зависит от упругой анизотропии пород, чем скорости  $V_p$ ,  $V_s$ . Из проведенных экспериментов вытекает также вывод о гораздо более низкой упругости пород архейского комплекса (за исключением части амфиболитов) по сравнению с выше лежащими породами печенгского комплекса.

### 9.7.2. Фильтрационно-емкостные свойства

В 17 образцах различных пород СГ-3 проведены измерения проницаемости при действии эффективного давления до 100 МПа, которые свидетельствуют о резком падении величины  $K_{пр}$  (на 1–2 порядка) с увеличением давления. Из экспериментов вытекает, что на глубинах залегания архейского комплекса (6,8–12,2 км) матрица большинства пород становится практически непроницаемой для флюидов, что, однако, не позволяет сделать такой же вывод для геологического разреза в целом.

Из других имеющихся в литературе данных можно отметить статью Локнера и др. (Lockner et al., 1991), в которой приведены результаты экспериментов по определению проницаемости в трех образцах ядра СГ-3, взятых на глубине 11,38; 11,66 и 11,98 км. Породы представлены амфиболитом, мелкозернистым гнейсом и пегматитом. Испытания проводились при эффективном всестороннем давлении до 400 МПа. Эффективное давление на глубине 11 км определялось, исходя из геоста-

тического давления на твердую фазу и гидростатического порового давления, оно равно приблизительно 200 МПа. Установлено, что при эффективном давлении  $P_{эф}$  около 10 МПа проницаемость пород равна приблизительно  $2,5 \cdot 10^{-17} \text{ м}^2$ , а при  $P_{эф} = 300 \text{ МПа}$  проницаемость падает до  $1 \cdot 10^{-22} \text{ м}^2$  (0,1 МД), т.е. на 4–5 порядков, что объясняется присутствием трещинной пористости. Авторы приходят к выводу, что матрица изученных условий породы на глубине около 11 км в естественных условиях имеет проницаемость примерно  $1 \cdot 10^{-20} - 2 \cdot 10^{-19} \text{ м}^2$ .

В последнее время серия экспериментов по определению газовой проницаемости образцов ядра архейского комплекса СГ-3 при высоких давлениях и температурах проведена А. В. Жариковым с соавторами (1990). Полученные ими результаты также свидетельствуют о резком понижении проницаемости с глубиной.

### 9.7.3. Деформационно-прочностные свойства

В процессе исследований образцов ядра СГ-3 проведено большое число испытаний при высоких давлениях и температурах на установках трехосного сжатия. Не вдаваясь в детали технических особенностей этих установок и методов измерения деформации пород, отметим некоторые наиболее интересные результаты опытов.

В верхней части земной коры горные породы, особенно в активных орогенических поясах, находятся, как правило, в неравновесных термодинамических состояниях, определяемых градиентами температуры и давления по глубине, а также флюидным режимом. Для корректной интерпретации упругопластического поведения горных пород в этих условиях и связанных с ними физико-химических процессов наиболее интересны экспериментальные испытания пород, при которых одновременно моделируются три главных фактора, определяющие глубинное состояние пород: давление, температура и флюидный режим.

Кольская сверхглубокая скважина для подобного рода экспериментальных работ является уникальным объектом. На всем протяжении от поверхности до глубины 12 км мы имеем доступ к исследованию пород, находящихся в широком диапазоне термодинамических условий: от атмосферных до состояния начальной стадии регионального метаморфизма хлоритовой фации на глубинах 9–12 км при температуре 100–200°C, гидростатическом давлении бурового раствора 90–120 МПа и, самое главное, в присутствии поверхностно-активной (в зависимости от условий) водной среды (90% бурового раствора — вода), которая постоянно на протяжении многих лет находится в скважине. С этой точки зрения Кольская сверхглубокая скважина может рассматриваться как постоянно действующая искусственная зональная гидротермальная колонна.

Вопрос о причинах разуплотнения и межзеренной деструкции ядра и стенок СГ-3 на глубинах 9–12 км

неоднократно поднимался в литературе (Кременецкий, Овчинников, 1986). Предлагались различные модели и механизмы этого явления, в частности кессонный эффект, «водородное разуплотнение» и др., но ни один из них в полной мере не учитывал совокупности всех термодинамических факторов состояния СГ-3 на глубине: температуры (200°C на глубине 12 км), давления (300 МПа — литостатическое, 100 МПа — гидростатическое на глубине 10 км) и, самое главное, наличия физико-химически активной жидкой среды — водного бурового раствора и, возможно, солевых гидротерм, проникающих через стенки скважины. Для проверки гипотезы о том, что одной из причин межзеренной деструкции пород на глубине может быть одна из форм эффекта Ребиндера, была проделана серия экспериментов в специальной термобарокамере системы поршень — цилиндр, что позволило проводить термобарические испытания горных пород цилиндрической формы диаметром 15 мм, высотой 30 мм в условиях, максимально приближенных к скважинным: при температурах до 300°C; давлениях — гидростатическом до 300 МПа, девиаторном вплоть до разрушения; в различных жидких средах — воде, солевых растворах, буровом растворе, нефти и др. До и после испытания в образцах проводились измерения основных петрофизических параметров: плотности, пористости, скорости продольных и поперечных волн, а также электронная микроскопия и другие исследования, кроме того, делался отпечаток микротрещин по специально разработанной методике (Абдрахимов и др., 1989).

В качестве основных объектов были выбраны наиболее распространенные и контрастные по составу породы гранитогнейсового слоя земной коры и архейского разреза СГ-3: амфиболит (горнблендит) и гнейс. Образцы были отобраны из района заложения СГ-3. Главными требованиями при их отборе было отсутствие трещиноватости, а также однородность по структуре и минералогическому составу.

При испытаниях в термобарокамере образцы в ряде случаев доводились до разрушения и измерялась их прочность. Так, в первой серии экспериментов была измерена прочность на сжатие амфиболита и гнейса в контакте с различными жидкими средами (водой, буровым раствором, нефтью) и в сухом состоянии при температуре 200°C и различном гидростатическом давлении — от 0,1 до 250 МПа.

Целью этой серии экспериментов было выяснение прочностных характеристик пород в условиях, соответствующих скважинным на глубине 10–12 км при разных дифференциальных напряжениях. Результаты этих испытаний представлены на рис. 9.7. Как видно, все взятые жидкие среды (вода, буровой раствор, нефть) при заданных условиях резко снижают прочность пород: амфиболита на 100–200%, гнейса на 50–100%. Причем в сухом состоянии (образцы были изолированы от среды эластичной оболочкой) прочность амфиболита была

больше, чем гнейса, и наблюдалось общее увеличение прочности с ростом гидростатического давления, которое в данном случае можно принимать в грубом приближении как литостатическое. В случае же мокрого контакта с ростом гидростатического давления (литостатики) происходило общее резкое увеличение эффекта снижения прочности и ее инверсия (в амфиболите эффект проявился значительно сильнее). Отпечатки микротрещин, сделанные с образцов после разрушения, показали, что характер трещиноватости в случае «мокрого» разрушения преимущественно межзеренный, в случае сухого — магистральный.

Результаты следующей серии экспериментов подтвердили, что вода является главным поверхностно-активным компонентом. При этих экспериментах образцы испытывались на прочность при разных температурах, фиксированном гидростатическом давлении (100 МПа) и различных концентрациях воды в ацетоне (от чистой воды до чистого ацетона, который был выбран как неполярная органическая жидкость, близкая по вязкости к воде). Как показали результаты этих испытаний, ацетон вплоть до температуры 150°C ведет себя инертно по отношению к силикатным породам и не снижает их прочность; чистая вода, начиная со 100°C, уменьшает прочность пород почти в 2 раза. Это означает, что с этого температурного порога может реализоваться условие Гиббса — Смита (Гиббс, 1982) и произойти самопроизвольное (термодинамически выгодное) образование межзеренных жидких прослоек.

То, что в основе эффекта лежит адсорбционное снижение прочности за счет действия воды, подтвердилось также при обработке экспериментальных данных с использованием уравнений Гриффитса, Гиббса

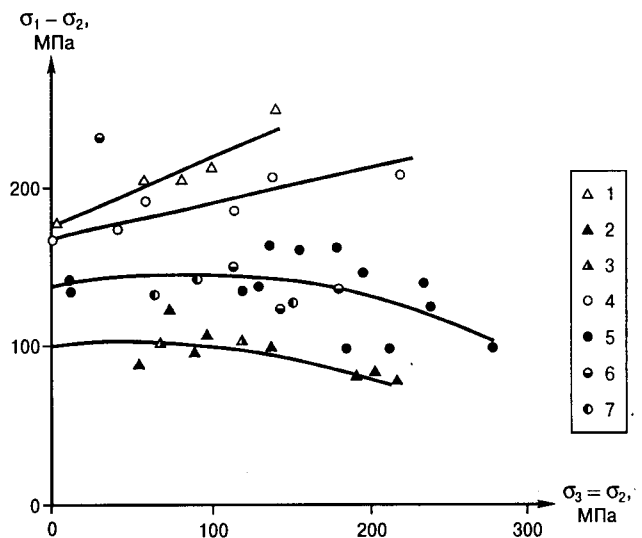


Рис. 9.7. Прочность на сжатие при температуре 200°C в зависимости от гидростатического давления:

1–3 — амфиболитов; 4–7 — гранитогнейсов; 1, 4 — изолированных от среды; 2, 5 — в воде; 3, 7 — в буровом растворе; 6 — в нефти

и Шишковского по методике (Шукин, 1976), которая позволила рассчитать предельную адсорбцию, равную  $1,5 \cdot 10^{-9}$  моль/см<sup>2</sup>, что соответствует площади на одну молекулу около 10 Å, т. е. мономолекулярному слою воды на поверхности разрушения.

Как показывают результаты, при температуре 200°C и выше органические среды [в первом случае нефть (см. рис. 9.7) при 200°C, во втором ацетон при температурах выше 150°C] также вызывают эффект резкого снижения прочности кристаллических пород, равносильный по действию, как при контакте с водой. Это означает, что на глубинах при достаточных температурах вполне вероятно миграция жидких углеводородов сквозь толщу кристаллических пород. Снижение температуры до уровня 150°C будет приводить к образованию непроницаемых барьеров для углеводородных сред и вполне проницаемых для водных растворов.

Для проверки предположения о реализации условия Гиббса – Смита, при котором может происходить самопроизвольное образование жидких межзеренных прослоек в относительно беспористой породе, такой, как амфиболит или гранитогнейс, была проведена следующая серия экспериментов, целью которых было выяснение этих условий. В ходе этих экспериментов образцы гнейса и амфиболита выдерживались в термобарокамере без разрушения в различных средах (воде, буровом растворе) в течение 3 ч при различных температурах, гидростатических и девиаторных напряжениях. До и после испытаний снимались отпечатки микротрещин с поверхности образцов. Для количественной оценки степени трещиноватости по отпечаткам подсчитывалось среднее число пересечений с трещинами произвольно ориентированных отрезков определенной длины. Изменялись также некоторые петрофизические параметры пород до и после испытаний.

В результате было установлено, что после выдержки пород в воде при температурах выше 100°C начинается раскрытие межзеренных границ, причем этот процесс интенсивно усиливается с повышением температуры. Приложение к образцам осевой нагрузки приводит также к усилению этого эффекта. Количественные результаты испытаний в присутствии воды, характеризующие степень эффекта, показывают, что наиболее значительные изменения трещиноватости и пористости пород, сопровождающиеся уменьшением  $V_p$  и  $V_s$  и резким усилением затухания поперечных волн, происходят при совместном воздействии повышенных температур, дифференциальных напряжений и воды. Ни один из этих факторов по отдельности не вызывает раскрытие межзеренных границ. Комбинированное воздействие повышенной температуры и дифференциальных напряжений в том же диапазоне значений в отсутствие воды также не приводит к заметным структурным изменениям. Воздействие воды и нагрева без внешней нагрузки вызывает частичную межзеренную деструкцию, начиная уже со 100°C.

Вопрос о роли негидростатических компонент напряжений заслуживает особого внимания. Их источниками могут быть: анизотропия теплового расширения породобразующих минералов (роль этого фактора подробно изучена в работе (Зонов и др., 1989)), анизотропия их сжимаемости, а также локальные неоднородности структуры (поры, микротрещины). По всей вероятности, эти факторы вносят свой вклад, но не являются необходимыми для межзеренного внедрения жидкости. Действительно, наблюдаемая картина очень похожа на поведение поликристаллов NaCl в контакте с водой при атмосферных условиях, где наблюдается самопроизвольное проникновение жидких прослоек по границам, усиливающееся после приложения небольших сдвиговых или растягивающих напряжений. Для кристаллических пород это условие (Гиббса – Смита), как следует из данных экспериментов, смещено в область более высоких температур.

При действии небольших нагрузок и воды без нагрева мы не наблюдали межзеренного внедрения воды в породы. При повышении нагрузок вплоть до разрушающих образуются магистральные секущие трещины разрыва, причем на отпечатках разрушенных образцов практически не видно межзеренной трещиноватости. Причиной этого может быть как термодинамическая невыгодность внедрения воды по границам при этих условиях, так и кинетические факторы, связанные с недостаточной жесткостью испытательной машины. Отсюда можно сделать предварительный вывод, что границы зерен в кристаллических породах становятся легче проницаемыми при повышении температуры, чем при механических нагрузках.

Вместе с тем следует отметить, что повторное действие механических напряжений циклического характера приводит к межзеренному внедрению воды даже при низких температурах. Это было доказано специальной серией опытов, проведенных с целью моделирования природных процессов выветривания. Образцы пород разных типов подвергались кипячению один раз в сутки с последующим замораживанием. После 60 циклов (дней) произошли значительные изменения (падение  $V_p$  и  $V_s$ , резкое увеличение волнового затухания и пористости) и образовалась межзеренная трещиноватость в ультраосновных и основных породах (пироксените, габбро, амфиболите). Кислые породы (гранитогнейсы, граниты) остались без изменения. Важно, что сетка межзеренных трещин, образовавшихся в пироксените, соединила между собой первичные зерна сульфидов, что свидетельствует об унаследованном характере раскрытия границ, по которым ранее по тому же механизму происходило движение природных гидротермальных растворов с последующим выделением сульфидов.

Изложенные данные позволяют определить диапазон условий, в которых кристаллические горные породы должны быть проницаемыми для природных и технических флюидов. Следует напомнить, что условия эксперимента

были подобраны таким образом, чтобы имитировать условия в стволе скважины СГ-3. Температура в стволе достигает  $100^{\circ}\text{C}$  на глубине 6,5 км и  $200^{\circ}\text{C}$  на глубине 12 км. Напряженное состояние околоствольного пространства оценить труднее, так как на него влияют разность плотностей пород и бурового раствора, упругие константы пород, тектонические составляющие, структурные неоднородности и анизотропные свойства массива. Тем не менее, приближенная оценка дает значение 200 МПа на глубине 10 км как разницу главных напряжений, определяемых вертикальной составляющей, равной 300 МПа, и гидростатическим давлением бурового раствора 100 МПа. Основным активным компонентом бурового раствора, обуславливающим его проникающую способность, является вода (специальная серия опытов, в которых вместо воды использовался буровой раствор, показала, что в пределах разброса он действует так же, как вода). Следовательно, наблюдаемые структурные особенности керна СГ-3, извлеченного с больших глубин, в частности межзеренная микротрещиноватость, резко повышенная на глубинах 9–12 км, а также ряд петрофизических и геофизических характеристик (повышенная пористость, аномально низкие значения  $V_p$  и  $V_s$ ) могут быть объяснены эффектом Ребиндера: межзеренным проникновением буровой жидкости в напряженные породы, окружающие ствол скважины. По-видимому, этот процесс приводит также к релаксации самих напряжений вокруг забоя и стенок скважины. Реальные напряжения *in situ* в скважине (методом гидроразрыва) не измерялись. Но косвенные данные, такие, как низкие скорости  $V_p$  и  $V_s$  и замеренная по акустическому каротажу интенсивная с нарастанием по глубине кавернозность ствола скважины, а также то, что ствол СГ-3, несмотря на сильную кавернозность, оказался устойчивым без крепления обсадной колонной при плотности бурового раствора  $1,1 \text{ г/см}^3$  до глубины 12 262 м, свидетельствуют об относительно низких напряжениях в стенках скважины. По-видимому, оценочное значение максимального напряжения на глубине 10 км в 200 МПа является завышенным, поскольку физико-химическое релаксационное влияние бурового раствора при расчете не учитывалось.

Поскольку ствол скважины оказался устойчивым более 10 лет, можно считать, что в стволе СГ-3 непроизвольно (за счет физико-химического воздействия бурового раствора на горные породы) были сняты критические напряжения на стенки скважины, когда термодинамические условия в СГ-3 стали соответствовать условию Гиббса — Смита (Гиббс, 1982).

Действительно, в соответствии с нашими экспериментальными данными развитие межзеренной деструкции за счет самопроизвольного внедрения воды по границам зерен кристаллических пород должно начинаться при температурах выше  $100^{\circ}\text{C}$ . Это подтвердилось при детальном исследовании керна СГ-3. На глубинах 7–12 км, где температура изменяется от 100 до  $200^{\circ}\text{C}$ , наиболее про-

явлена межзеренная деструкция с явным нарастанием по глубине. Раскрытие межзеренных границ подтверждается также микроскопическими исследованиями пород.

Следует отметить, что подобные микродеструктивные изменения пород, сопровождавшиеся кристаллохимическими изменениями, зафиксированы в породах СГ-3 также при микроскопических исследованиях керна из зон разломов, в которых микротрещины залечены поздними гидротермальными неравновесными ассоциациями минералов. Среди них были обнаружены (Казанский и др., 1989), наряду с обычными парагенезисами, такими, как сульфиды, самородное золото, чешуйки графита, барит и др., довольно редкие и необычные минералы: самородные кремний, железо, олово, кадмий, цинкистая медь (самородная латунь), интерметаллические соединения свинца и висмута. Размеры зерен этих минералов — десятки и сотни микрон, причем зерна были обнаружены в тонких залеченных извилистых интеркристаллитных трещинах, заполненных микрообломочным материалом вмещающих пород.

Характер трещин — межзеренный, их внутренняя структура — обломочная, размеры минеральных новообразований совпадают по ряду признаков с такими же образованиями, возникшими в образцах после модельных испытаний пород в термобарокамере и обнаруженными нами ранее в открытых микротрещинах керна. Таким образом, в данном случае мы наблюдаем аналогичные характерные деструктивные особенности внутренней структуры породы. Вероятнее всего и механизм образования микротрещин и кристаллообразований в них был одним и тем же: проявление эффекта Ребиндера при соблюдении условия Гиббса — Смита. Отличие заключается во времени образования, источнике жидкой среды, а также температурах и давлении. В первом случае мы экспериментально доказали, что открытые межзеренные микротрещины в породах СГ-3 и новые кристаллы в них могли появиться за счет физико-химического воздействия «горячего» бурового раствора в период бурения скважины на больших глубинах при относительно небольших для земной коры температурах  $100\text{--}200^{\circ}\text{C}$ . Во втором случае, когда мы наблюдаем подобные по своей внутренней структуре образования в залеченных микротрещинах, мы говорим о гидротермальном преобразовании пород в зоне разлома за счет физико-химических природных процессов в период протекания низкотемпературного метаморфизма, причем, судя по парагенезисам, при более высоких, чем в скважине, температурах ( $400\text{--}500^{\circ}\text{C}$ ).

### 9.8. Результаты геофизических исследований свойств пород

Геологический разрез СГ-3 отличается весьма неоднородным составом, интенсивным проявлением наложенных процессов метаморфизма, диафтореза, рассланцевания, трещиноватости и др. Физические свойства

пород изменяются в широких пределах: например, плотность  $\sigma$  — от 2,5 до 3,6 г/см<sup>3</sup>, скорость продольных волн  $V_p$  — от 4,2 до 7,0 км/с, электросопротивление  $\rho_k$  — от 5–10 до 10<sup>9</sup> Ом·м и т.д. Характерно, что одни и те же типы пород в различных частях разреза могут иметь разные физические свойства, а различные по составу породы — близкие свойства, что сильно затрудняет литолого-петрографическое расчленение разреза с помощью каротажа (Кольская сверхглубокая, 1984; Бахвалов, Кузнецов и др., 1989; Галдин, 1990; Архейский комплекс..., 1991).

Для литолого-петрографического расчленения разреза СГ-3 был использован комплекс методов каротажа: акустический (АК), электрический (боковой) (БК), гамма-каротаж интегральный и спектрометрический (ГК и СГК), нейтронный (НГК, ННК-Т, ННК-Н), импульсный нейтрон-нейтронный (ИННК), магнитный (МК). В совокупности с петрофизическими исследованиями и изучением керна это позволило построить детальные геолого-геофизические разрезы и выявить основные закономерности глубинного строения пород. Отметим некоторые важные детали.

В верхней части разреза в основном преобладают породы с высокими скоростями  $V_p$  и  $V_s$ , а на глубине 4,5 км наблюдается резкое падение их значений. На основании этого факта в свое время в пределах печенгского комплекса, в нижней его части, была выделена зона пониженных скоростей (волновод) (Кольская сверхглубокая, 1984). В то же время и в верхней части разреза на глубине 1,1–2,8 км также можно выделить волновод меньшей мощности, приуроченный к ждановской свите. Отсюда вытекает важный вывод о возможной геологической природе волноводов верхней части земной коры. В пределах древнейших осадочно-вулканогенных комплексов типа карельского волноводы формируются вследствие первичных геологических неоднородностей (чередование метаосадочных и метавулканогенных пород различного состава) и наложенного дислокационного метаморфизма. Совершенно другой тип волновода обнаружен в разрезе нижележащего архейского комплекса: зона пониженных скоростей связана с резко выраженным дроблением пород, их рассланцеванием и низкотемпературным диафорезом.

Разрез архейского комплекса в целом относится к высокоскоростному типу ( $V_p$  меняется от 5,7 до 7,1 км/с), причем почти все породы характеризуются широкими колебаниями ее значений со значительным перекрытием между разными типами пород. Поэтому по данным АК провести литологическое расчленение разреза весьма затруднительно и необходимо привлечение других методов.

Интерпретация БК показала, что в целом породы печенгского комплекса отличаются весьма высокими значениями  $\rho_k$  (до 10<sup>6</sup>–10<sup>8</sup> Ом·м), однако аномально низкими  $\rho_k$  (до 10–20 Ом·м) характеризуются зоны сульфидной минерализации, зоны вкрапленности магнети-

та и большие каверны. Установлено, что почти все породы архейского комплекса высокоомные, пониженные значения кажущегося электросопротивления также обнаружены в кавернах, в породах с густой вкрапленностью сульфидов и магнетита. Следует отметить, что метод БК — единственный метод электрокаротажа, который можно использовать на больших глубинах. Другие методы электрического каротажа (МЭП и МСК) позволили точнее выделить и оконтурить зону локализации промышленного медно-никелевого оруденения на глубине 1876–1879 м.

Метод МК с успехом используется для литолого-петрографического расчленения разреза, в частности для определения интервалов и зон скопления пирротина и магнетита, которые обычно идентифицируются также методом БК. Изучение магнитных свойств пород методом МК позволяет выделять маркирующие горизонты, представленные сильно магнитными породами типа железистых кварцитов, а также аномальные зоны сульфидной и окисной минерализации. По данным МК можно однозначно выделять в разрезе тела сильно измененных магматических пород ультраосновного состава, а также определять азимут и угол падения магнитных тел. Комбинация методов МК и БК позволяет четко выделить аномалии  $\rho_k$ , связанные с углистыми филлитами, и аномалии, связанные с рудной вкрапленностью в других породах.

Методы ГК и СГК использовались для определения границ интервалов различных пород литологической колонки и общей гамма-активности пород. В протерозойском комплексе максимальная гамма-активность обнаружена в породах типа андезит-дацитовых метапорфиритов и альбитофинов (до 15–20 мкР/ч), а минимальная — в метаультрабазах и диабазах (4–5 мкР/ч).

Радиоактивные методы ГК и СГК полностью сохраняют свою информативность на больших глубинах, но все же здесь можно заметить влияние больших каверн (диаметром более 40 см) на их показания (в кавернах наблюдается заметное снижение радиоактивности). В архейской части разреза проведен 21 замер до глубины 12115 м. Обнаружены значительные колебания гамма-активности в породах архейского комплекса (от 4–5 до 200 мкР/ч), причем минимальная активность характерна для амфиболитов, а максимальная — для мигматитов и гранитов.

Методы нейтронного каротажа (НГК, ННК, ИННК и др.) применяли для определения границ интервалов и водородсодержания в породах. Повышенным водородсодержанием характеризуются, в частности, интервалы развития серпентинизированных перидотитов.

Электромагнитометрия (скважинная магниторазведка) проводилась с целью литологического расчленения пород, выделения магнитных аномалий, определения простирания и падения магнитных тел и азимута наклона скважины. Все измерения выполнялись при участии

сотрудников лаборатории скважинной магниторазведки института геофизики УРО АН СССР (Бахвалов и др., 1989). Производилась непрерывная запись всех трех компонент магнитного поля ( $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ ) и магнитной восприимчивости  $K$ . Проведено семь замеров до глубины 12 050 м. Установлено, что большинство типов пород характеризуются низкой магнитной восприимчивостью, примерно  $(0-20) \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Аномально высокие значения  $K$  (до  $3 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ) и  $Z_a$  (до 2000 нТл) обнаружены в интервалах залегания железистых кварцитов. Высокие значения  $K$  и  $Z_a$  характерны также для пород с интенсивной вкрапленностью магнетита. В некоторых интервалах удалось определить положение в пространстве магнитных тел. Например, в интервале 9645–9656 м, где залегают железистые кварциты, установлено, что угол падения равен  $50^\circ$ , а азимут падения —  $160^\circ$ . В этом же интервале обнаружены сильно магнитные породы и установлено их залегание — угол падения около  $30^\circ$ , азимут  $144^\circ$ . В результате с учетом положения I и II стволов СГ-3 удалось определить залегание пород в геологическом разрезе СГ-3 и азимут наклона скважины. Таким образом, с помощью скважинной магниторазведки можно решать важные задачи геологических и геофизических исследований.

Вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП) проводилось с целью изучения скорости упругих волн и построения скоростного разреза, изучения волнового поля по вертикальному профилю и др. На третьем этапе исследования использовано два пункта взрыва (ПВ), находившихся на расстоянии 0,68 и 2,96 км от устья скважины. Шаг наблюдений по стволу скважины составил 20 м. Регистрировалась вертикальная составляющая колебаний, поскольку трехкомпонентные приемники не применялись по техническим причинам. Всего методом ВСП было проведено одиннадцать исследований силами Ленинградского горного института в сотрудничестве с ККГРЭ сверхглубокого бурения. В результате проведенных работ построен скоростной разрез протерозойского и архейского комплексов до глубины 12 км по продольным волнам (поперечные волны выделялись с меньшей надежностью).

При изучении волнового поля установлено, что прямые волны представлены двумя типами — продольными и поперечными. Эти волны формируют обменные волны типов PS и SP, причем последние имеют большую интенсивность. Отраженные волны имеют прерывистый («штриховой») характер. Скоростной разрез архейского комплекса по данным ВСП в целом отличается довольно однородным характером, преобладающие значения средней пластовой скорости колеблются в узких пределах (5,9–6,3 км/с), что хорошо согласуется с данными АК, однако в интервалах 6850–7300 и 10 350–10 700 м выделены зоны пониженных скоростей (5,3–5,5 км/с). В дальнейшем необходимо провести более детальный анализ результатов ВСП и АК.

## Выводы

1. Из приведенной характеристики отбора и выноса керна вытекает, что средний вынос керна по СГ-3 в интервале 0–12 262 м составляет 33%. Наиболее низкий вынос керна (24, 28 и 27%) отмечен соответственно в интервалах 4673–6842; 6842–9573 и 10 601–12 262 м. Разрушение керна происходит в результате разуплотнения пород, снятия горного давления, изменения температуры, вибрации бурового инструмента и других факторов.

2. В соответствии с изменяющимися задачами исследований впервые были разработаны специальные методики изучения физических свойств керна и шлама. Разработаны также схемы подготовки образцов керна и шлама к различным лабораторным исследованиям.

3. Проведено детальное изучение упругих и плотностных свойств пород. Разработан метод ультразвукового лазерного сканирования образцов керна, позволяющий строить гистограммы распределения скорости упругих волн по отдельным образцам. Детально изучено распределение плотности в отдельных породах и в толщах пород архейского комплекса.

4. Из фильтрационно-емкостных свойств пород рассмотрены пористость и проницаемость. Показано, что при открытой пористости 2,0–2,5% некоторые породы архейского комплекса могут быть буквально насыщены объемными и щелевыми порами. Проницаемость в таких породах может достигать  $(\sim 10-20) \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

5. Деформационно-прочностные свойства пород тесно связаны с процессами их разрушения в стенках скважины. Проведены систематические исследования твердости пород по штампу, а также предела прочности при одноосных напряжениях сжатия и растяжения. Установлено, что предел прочности при сжатии колеблется в широких пределах и равен 52 МПа для оталькованных сланцев и 250 МПа для амфиболитов. Предел прочности при растяжении перпендикулярно слоистости имеет низкие значения ( $\sim 3-19$  МПа).

6. Радиоактивные свойства в данной главе рассматриваются только в геофизическом аспекте, т.е. с точки зрения геологической интерпретации геофизических методов ГК и СГК. Выделено восемь групп пород, различающихся общей гамма-активностью и содержанием K, U и Th, которые можно определить в разрезе скважины СГ-3 геофизическими методами.

7. При повышенных  $P-T$  условиях изучались упругие, фильтрационно-емкостные и деформационно-прочностные свойства пород, а также их поглощающие свойства. Установлено, что декремент поглощения сильно зависит от степени водонасыщения пород. При этом вода является главным поверхностно-активным компонентом и сильно влияет на упругие и деформационно-прочностные свойства пород.

8. Освещены некоторые результаты геофизических исследований протерозойского и архейского комплексов.

## Литература

- Абдрахимов М. З., Траскин В. Ю., Беляев С. К.* Метод выявления микродефектов в горных породах. 1989. Авт. свид. № 1472659. Бюлл. изобр., №14.
- Архейский комплекс в разрезе СГ-3.* Апатиты: КНЦ АН РФ. 1991. 185 с.
- Атлас физических свойств горных пород по разрезу СГ-3 /* Сост. Ю. И. Кузнецов. М.: ВНИИЯГГ. 1982.
- Барковский В. М., Исаев А. В.* К методике оценки напряженного состояния пород по дискованию керна // Диагностика напряженного состояния природных массивов. Новосибирск: ИГД СО АН СССР. 1984. С. 59–67.
- Басин Я. Н.* Специальные геофизические исследования // Развитие и охрана недр. 1991. № 12. С. 5–8.
- Бахвалов А. Н., Кузнецов Ю. И., Пономарев В. Н., Смирнов Ю. П.* Основные результаты магнитометрических исследований Кольской сверхглубокой скважины (по данным каротажа) // Советская геология. 1989. №7. С. 54–61.
- Галдин Н. Е., Файзуллин И. С.* Измерения скорости и затухания продольных и поперечных волн в образцах кристаллических пород при давлении до 200 МПа. Деп. в ВИНТИЦ 2.01.86 г. № 35-В. 28 с.
- Галдин Н. Е.* Система комплексной геолого-геофизической интерпретации нижней части разреза Кольской скважины СГ-3. М.: Деп. ВИЭМС, № 860-МГ-90. 1990.
- Гельфгат М. Я., Кузнецов Ю. И., Смирнов Ю. П.* Методические рекомендации по оперативной оценке и выбору технических средств и технологий отбора керна в сверхглубоких скважинах. М., 1980.
- Гиббс Д. В.* Термодинамика: Статистическая механика. М.: Наука, 1982. 584 с.
- Горбачевич Ф. Ф., Медведев Р. В.* Механизм разуплотнения кристаллических горных пород при их разгрузке от напряжений // Рудные геофизические исследования на Кольском полуострове. Апатиты: КФ АН СССР, 1986. С. 83–89.
- Жариков А. В., Витовтова В. М., Шмонов В. М.* Экспериментальные исследования проницаемости архейских пород Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений. 1990. № 6. С. 79–88.
- Зонов С. В., Зарайский Г. П., Балашов В. Н.* Влияние теплового разуплотнения на проницаемость гранита в условиях небольшого превышения литостатического давления над флюидным // Д. АН СССР. 1989. Т.307, № 1. С. 191–194.
- Казанский В. И. и др.* Необычные минеральные ассоциации на нижних горизонтах Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений. 1989. Т. 31, № 6. С. 75–82.
- Кольская сверхглубокая.* М.: Недра, 1984. 458 с.
- Кременецкий А. А., Липидус В. Ю., Скрабин В. Ю.* Геолого-геохимические методы глубинного прогноза полезных ископаемых. М.: Наука, 1990.
- Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н.* Геохимия глубинных пород. М.: Наука. 1986. 286 с.
- Стор В. Н.* Методика проведения ультразвукового лазерного сканирования образцов горных пород // Скважинная геоакустика при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1987.
- Шукин Е. Д.* Понижение поверхностной энергии и изменение механических свойств твердых тел под влиянием окружающей среды // Физико-химическая механика материалов. 1976. Т. 12. № 1. С. 3–20.
- Lockner D., Hickman S. et al.* Laboratory-determined permeability of cores from the Kola superdeep well, USSR // Geophys. Res. Letters. 1991. V.18, № 5. P. 881–884.

## Глава 10

## УПРУГАЯ АНИЗОТРОПИЯ И ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЯ В РАЗРЕЗЕ СГ-3

Изучение физических, в том числе упругих, параметров по разрезу Кольской и других сверхглубоких скважин открывает уникальную возможность представить реальную модель изменений свойств и состояния кристаллических пород верхней части земной коры до глубины 12 км. Разрез такой мощности позволяет выполнить анализ геологических и геофизических объектов различных рангов — минералов, пород, геологических тел, толщ, комплексов, формаций и др. (Кольская сверхглубокая, 1984). К настоящему времени получен сравнительно большой объем данных по всему разрезу, вскрытому скважиной СГ-3. Наиболее подробно результаты исследований изложены в работах (Кременецкий, Овчинников, 1986; Казанский и др., 1986; Смыслов и др., 1989; Епинатьева, 1989; Петрофизика, 1992 и др.). Некоторые новые данные, содержащие результаты измерений упругой анизотропии пород архейской части разреза СГ-3, приведены в работе (Архейский комплекс, 1991). Результаты, полученные в последнее время, позволяют составить общее представление об упругоанизотропных свойствах кристаллических пород разреза и, соответственно, исходных параметрах палеонапряжений. Обобщенные результаты, приведенные далее, получены на основе последних определений и испытаний.

Объемную плотность  $\rho$  образцов определяли методом Архимеда. Массовые определения скорости распространения продольных  $V_p$  и поперечных  $V_s$  волн проводили методом ультразвукового прозвучивания, как правило, вдоль оси керна. Для ограниченной части образцов (около 70), изготовленных в форме куба с ребрами, параллельными выявленным элементам слоистости (сланцеватости) и линейности, выполнен полный комплекс акустополаризационных определений (Горбачевич, 1995). Комплекс включает получение акустополариграмм по всем трем парам граней образца, определение скорости распространения упругих колебаний в соответствии с матрицей  $V_{ij}$  (Акустополариметрия..., 1990).

Методом акустополарископии исследуются образцы-кубики с пришлифованными плоскопараллельными поверхностями. Принципиальная схема наблюдений, осуществляемых по этому методу, не отличается от схемы, применяемой при поляризационных наблюдениях в оптике (Волкова, 1974). Наблюдения проводятся при

помощи преобразователей сдвиговых колебаний. Для проведения измерений разработан специальный прибор — акустополарископ (Акустополарископ..., 1987). Перед первым этапом измерений плоскости поляризации преобразователей совмещают (положение ВП). Образец устанавливают между преобразователями. В процессе измерений образец поворачивают в пределах угла  $360^\circ$ . Измеряется амплитуда сигнала на экране регистрирующего прибора. Перед вторым этапом измерений плоскость поляризации преобразователей скрещивают под углом  $90^\circ$  (положение ВС). Второй этап измерений также проводят в пределах полного угла поворота образца. В результате измерений получают акустополариграммы — нормированные круговые диаграммы амплитуды прошедшего через образец импульса поперечных ультразвуковых колебаний. Акустополариграмма, полученная при параллельных (ВП) векторах поляризации, позволяет судить, например, о наличии эффекта линейной анизотропии поглощения (Горбачевич, 1990) и соответственно о наличии преимущественной ориентировки структурных неоднородностей. Акустополариграмма, полученная при положении ВС, позволяет сделать заключение о наличии и числе элементов симметрии в данном сечении образца, их ориентации в пространстве с точностью до  $1-3^\circ$ .

Сравнительно большой объем определений выполнен по упрощенному методу экспресс-акустополарископии. По этому варианту на акустополарископе при скрещенных векторах поляризации определяется положение проекций элементов упругой симметрии на всех трех парах граней кубического образца. Затем, также на всех парах граней образца определяются скорости распространения продольных, а в соответствии с выявленными проекциями элементов симметрии — сдвиговых колебаний. По результатам измерений составляется матрица  $V_{ij}$  и рассчитывается показатель анизотропии  $B$  для каждой пары граней.

Результаты определений плотности  $\rho$ , скорости  $V_p$ , измеренных в образцах при лабораторных условиях температуры и влажности, представлены на рис. 10.1. Единичные определения плотности образцов керна выполнены от поверхности до глубины 12,06 км. По ним подсчитаны среднеинтервальные значения  $\rho_n$  для каждого интервала  $H = 0,5$  км (см. рис. 10.1, б). Вычислены па-

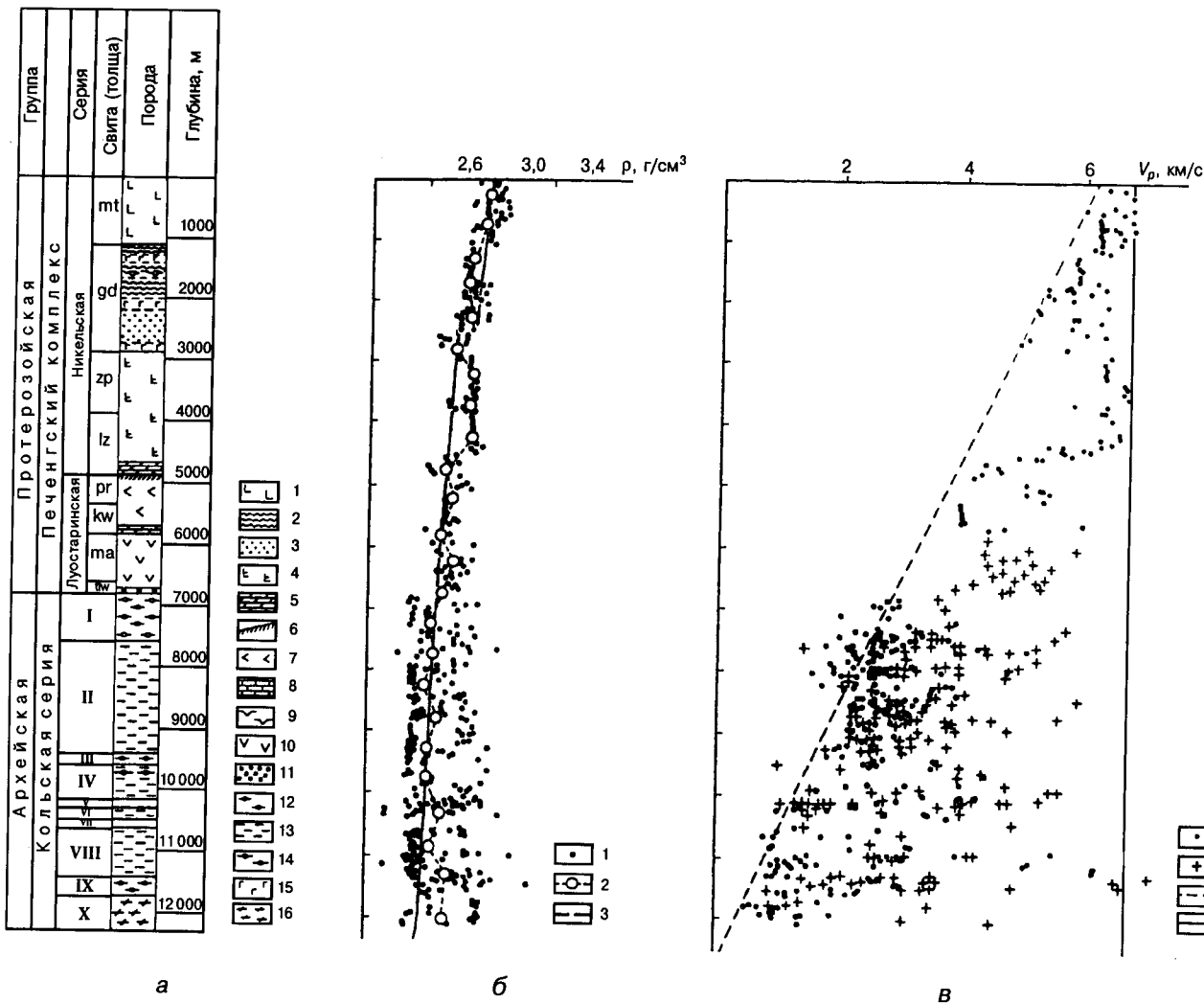


Рис. 10.1. Геологическая колонка (а), распределение плотности  $\rho$  (б) и скорости распространения продольных колебаний  $V_p$  (в) в керне по разрезу СГ-3:

на рис. а: 1 — авгитовые диабазы с прослоями пироксеновых и пикритовых порфиров; 2 — филлиты, алевролиты с прослоями туфов; 3 — ритмичнослоистые песчаники с подчиненными алевролитами и филлитами; 4 — актинолитизированные диабазы; 5 — доломиты, аркозовые песчаники; 6 — серицитовые сланцы; 7 — метадиабазы; 8 — доломиты, полимиктовые песчаники; 9 — верлиты; 10 — диабазовые порфиры, сланцы по ним; 11 — метадиабазы; 12 — биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами; 13 — биотит-плагиоклазовые гнейсы с амфиболом, эпидотом, сфеном; 14 — магнетит-амфиболовые сланцы; 15 — габбро-диабазы; 16 — биотит-плагиоклазовые и сфен-биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы, сланцы; mt — матертская, gd — ждановская, zp — заполярнинская, lz — лучломпольская, pr — пириттярвинская, kw — кувернериниокская, ma — маярвинская, tlw — телевинская свиты; I-X — толщи архейской части разреза; на рис. б: 1 — единичные значения, измеренные на отдельных образцах керна; 2 — среднеинтервальные значения  $\rho_n$ ; 3 — линейная тенденция изменения  $\rho$  с глубиной; на рис. в: рассеяние единичных значений скорости распространения продольных колебаний, измеренных на образцах керна в воздушно-сухом состоянии: 1 — образцы гнейсогранитного состава; 2 — амфиболсодержащие образцы; 3 — границная линия наименьших значений; 4 — границная линия наибольших значений

раметры линейной зависимости плотности  $\rho_c$  ( $\text{г}/\text{см}^3$ ) от глубины  $H$ , км:

$$\rho_c = 3,0 - 0,027 H.$$

Указанная зависимость действительна в пределах 0–12 км. Из данных рис. 10.1,б следует, что в верхней, протерозойской части разреза ( $H < 6842$  м) рассеяние точек относительно среднеинтервальных значений  $\rho_n$  сравнительно невелико. В пределах интервалов 3,0–3,60, 3,9–4,35 и 5,20–5,50 км, судя по относительно неизмен-

ным значениям  $\rho$ , залегают плотные однородные породы. В архейской части разброс значений плотности пород, залегающих в интервалах, близких по глубинам, существенно выше. Лейкократовые (гнейсы, граниты, мигматиты) и меланократовые (амфиболиты, сланцы, метагаббро) породы четко разделяются по значениям  $\rho$ , причем это различие в среднем прогрессирует с глубиной. В целом, если судить по значениям  $\rho$ , в архейской части разреза частота чередования интервалов залега-

ния пород разного вещественного состава значительно выше, чем в протерозойской. Этот вывод подтверждается детальным геологическим разрезом по скважине (Кольская сверхглубокая, 1984). Единичные значения плотности не выходят за пределы, характерные для измененных, метаморфизованных, а также эффузивных и интрузивных пород (Справочник..., 1975).

В целом, судя по данным рис. 10.1, б, в разрезе скважины наблюдается снижение средних интервальных значений плотности с глубиной. Данная тенденция противоречит известной закономерности увеличения при приложении всестороннего давления плотности пород (Справочник..., 1978). По нашему мнению, отмеченная тенденция понижения плотности с глубиной объясняется эффектом дезинтеграции, разуплотнения зерна глубинных пород при их освобождении от действующих в массиве напряжений (Горбацевич, Медведев, 1986).

Совокупность единичных определений скорости распространения продольных волн  $V_p$ , измеренных в керне, находящемся в воздушно-сухом состоянии, представлена на рис. 10.1, в. Измерения осуществлялись в направлении оси зерна. Разброс единичных значений показывает на еще более существенную зависимость  $V_p$  от глубины, чем отмеченная для плотности (Горбацевич, 1995). В большей степени она характерна для лейкократовых разновидностей пород. Рассеяние экспериментальных точек на рис. 10.1, в можно ограничить двумя прямыми, расходящимися по мере увеличения глубины. Если вблизи земной поверхности значения  $V_p$  находятся в пределах 6,2–6,75 км/с, то для извлеченных с глубины 12 км рассеяние величин  $V_p$  составляет от 0,6 км/с до 6,75 км/с. Следует отметить, что на земной поверхности аналоги метаморфизованных пород (за исключением несвязных грунтов) со значениями  $V_p \approx 0,6$  км/с практически неизвестны.

Как показали наши наблюдения и расчеты, снижение  $V_p$  в породах, извлекаемых с большой глубины, происходит, главным образом, вследствие явления дезинтеграции или тектонокессонного эффекта (Горбацевич, Медведев, 1986; Горяинов и др., 1992). Природа этого явления состоит в следующем. На сравнительно больших глубинах поликристаллические породы находятся в изостатическом состоянии под воздействием значительного и близкого к гидростатическому геостатического давления (Джегер, 1975). Контакты между минеральными зернами в результате процессов диффузии, реологии, релаксации, продолжавшихся миллионы лет, сделались сплошными и прочными. При освобождении породы от геостатического давления (например, при выбуривании и извлечении зерна на поверхность) происходит расширение каждого минерального зерна в соответствии с его константами упругости. Деформации, возникшие в каждом анизотропном минеральном зерне, привели к разрыву первоначально прочных межзеренных контактов, появлению массы очень тонких микротрещин, протяженность которых сравнима с размерами зерна (Walsh,

1965). В процессе замеров скорости  $V_p$  в сухом образце упругие смещения огибают эти трещины. При этом путь волны существенно удлиняется, а регистрируемое значение  $V_p$  падает. Но так как по оценке (Gorbatsevich, 1996) толщина микротрещин составляет единицы и доли микрометра, их общий объем, как следует из рис. 10.1, б, очень незначительно влияет на плотность образцов пород, извлекаемых из больших глубин.

Как по теоретическим оценкам (Горбацевич, Медведев, 1986), так и по экспериментальным данным (см. рис. 10.1, в) установлено, что при достижении скважиной глубин, превышающих  $H \approx 13$  км, некоторые лейкократовые разновидности пород могут быть извлечены только в виде шлама. Влияние градиента температур, поверхностно-активных веществ, пульсаций давления в буровом растворе, механических ударов бурового снаряда (Абдрахимов и др., 1992) также снижает прочность извлеченной породы.

Наиболее точную количественную характеристику анизотропии дает акустопляризационный метод (Горбацевич, 1995). Общее представление об упругой анизотропии зерна по всему разрезу СГ-3 можно составить, анализируя показатель анизотропии  $B$ . Представленное на рис. 10.2, а распределение значений  $B$  дает основание выделить две, резко различающиеся по анизотропии части разреза. Первая из них, в пределах от земной поверхности до  $H = 4,43$  км, содержит слабо анизотропные и практически изотропные породы, такие как диабазы, перидотиты, филлиты, туфы, песчаники, алевролиты. В пределах первой части среднее значение  $B \approx 0,08$ . В интервале  $H = 1,8+1,9$  км имеется участок сильно анизотропных пород, где отмечены прослои медно-никелевого оруденения (Кольская сверхглубокая, 1984). Резкая граница ( $H = 4,43$  км), разделяющая две части разреза СГ-3 по фактору упругой анизотропии, проходит в районе Лучломпольского разлома.

Залегающие ниже 4,43 км породы (в основном амфиболиты, сланцы, гнейсы, граниты, мигматиты) в среднем сильно анизотропны. В отдельных интервалах  $B > 0,4$ . Участки наиболее сильно анизотропных пород отмечены на глубинах 4,43–4,95; 5,75–7,0 и 7,4–8,65 км. Ниже  $H = 8,3$  км, если судить по максимальным значениям  $B$ , упругая анизотропия пород монотонно снижается.

Ранее выполненные исследования показали, что упругая анизотропия кристаллических пород чаще всего является следствием длительно действующих палеонапряжений (Вгасе, 1960; Кожевников, 1982; Продайвода, 1990), причем на основе метода акустопляризации ориентированных пород можно определить вид напряженного состояния, направленность и относительное значение компонент поля палеонапряжений (Горбацевич, Басалаев, 1993). Анализ акустопляриграмм образцов пород, залегающих ниже 4,43 км, подтверждает такой вывод.

Примеры акустопляриграмм модальных типов пород этой части разреза (гранитов, гнейсов, сланцев, амфи-

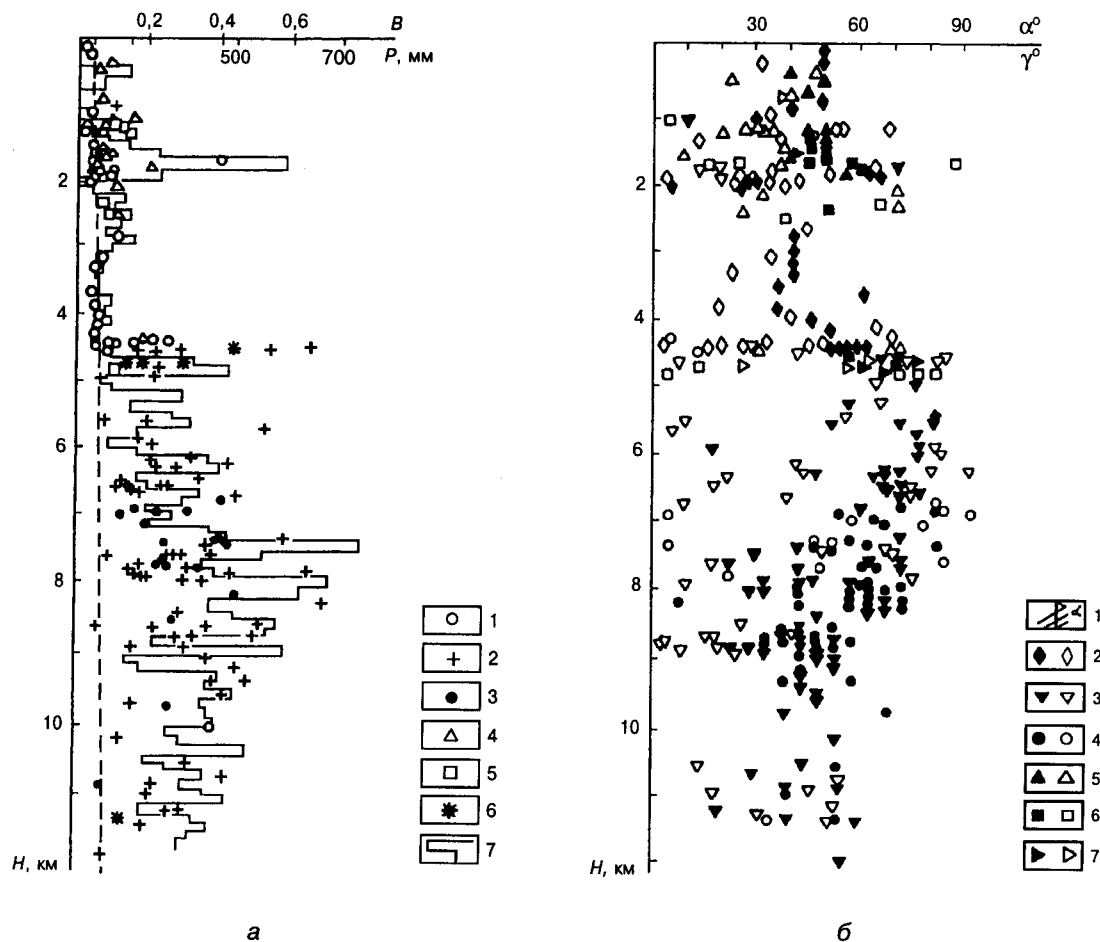


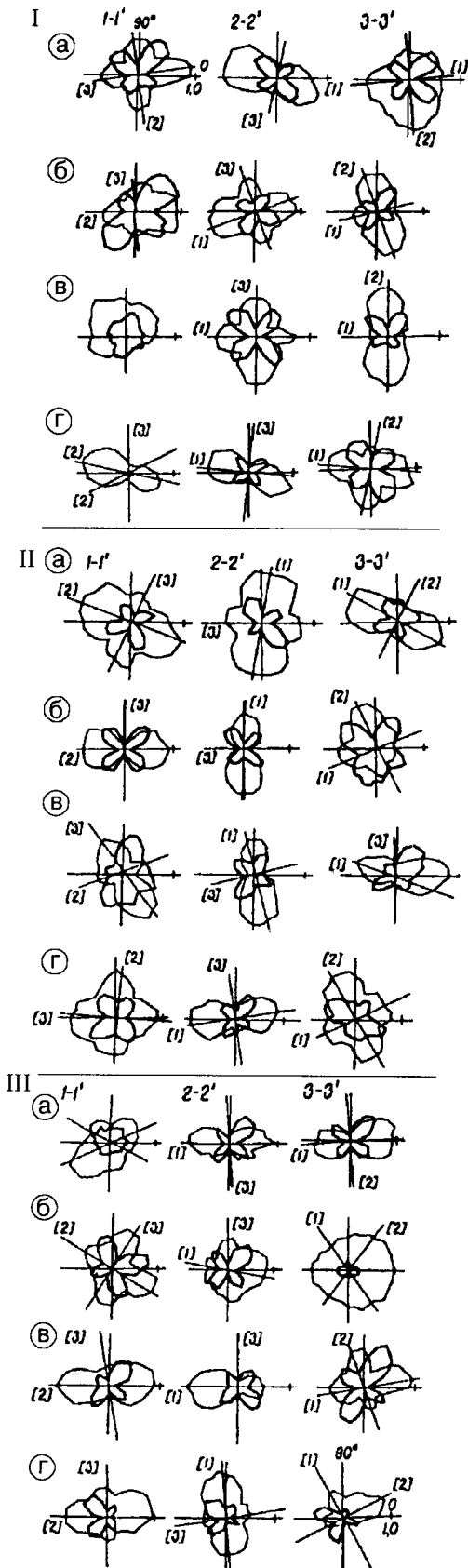
Рис. 10.2. Параметры упругой анизотропии пород по разрезу СГ-3:

а — распределение единичных значений показателя анизотропии  $V$  и поперечного размера скважины  $P$ : 1 — диабазы, перидотиты; 2 — амфиболиты, сланцы; 3 — гнейсы, граниты, мигматиты; 4 — филлиты, туфы; 5 — песчаники, алевролиты; 6 — порфириды; 7 — средний интервальный поперечный размер  $P$  скважины; б — распределение единичных значений угла  $\alpha$  (незалитые значки) между плоскостью упругой анизотропии пород и осью скважины и угла  $\gamma$  (залитые значки) сланцеватости (слоистости, полосчатости) по отношению к той же оси: 1 — схема отсчета углов  $\alpha$  и  $\gamma$ ; 2 — диабазы; 3 — амфиболиты, перидотиты, сланцы; 4 — гнейсы, граниты, мигматиты; 5 — филлиты, туфы; 6 — песчаники, алевролиты; 7 — порфириды

болитов) представлены на рис. 10.3. Упругая анизотропия биотит-плагноклазовых гнейсов и гранитов, если судить по их акустополяриграммам, выражена очень отчетливо, при этом акустополяриграммы образцов 24996ш, 28184ш указывают на орторомбический тип симметрии, а образцов 30020, 24256ш — на поперечно-изотропный. В двух направлениях из трех каждого образца проявляется эффект линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП). Этот эффект очень сильно выражен в образце ставролит-андалузит-силлиманит-двуслюдяного гнейса (24256ш). Здесь основой проявления эффекта является плоскостная модель (Горбачевич, 1990). Для большого числа образцов сланцев (см. рис. 10.3) характерны акустополяриграммы, которые отражают наличие ЛААП сильной степени, при этом модели его проявления могут быть как плоскостного (образцы 26715ш, 35924), так и линейно-плоскостного ти-

пов (образцы 19402ш, 27227ш). Акустополяриграммы амфиболитов, как правило, указывают на влияние четырех встречающихся в различных сочетаниях и степени факторов: упругой анизотропии, эффекта линейной анизотропии поглощения, микротрещиноватости, неоднородностей. На акустополяриграммы образцов 24788ш, 27026ш оказал влияние первый фактор и в значительной мере — второй. На очертания акустополяриграмм образцов 31272 (гр. 3-3') повлияли в равной степени все факторы. В образцах 27026ш, 31212 проявляется плоскостная модель ЭЛАП, а в образце 24788ш — линейная. Как правило, проекции элементов симметрии четко выделяются на всех трех гранях образцов.

Обзор результатов (Архейский комплекс, 1991) показывает, что каждая из скоростных характеристик пород содержит некоторую определенную (детерминированную) и случайную (флуктуационную) составляющие. Показа-



тель эффекта линейной анизотропии поглощения  $D$  изменяется во всем спектре возможных значений. Из выборки, прошедшей полный комплекс акустополаризационных испытаний, только у десяти образцов отмечен поперечно-изотропный тип симметрии. Причем шесть из них представляют редкую разновидность этого типа: в направлении оси скорость распространения продольных волн максимальна, а в направлении плоскости — минимальна (Горбачевич, 1995). Для этого типа симметрии в матрице  $V_{ij}$ , например, имеют место отношения:  $V_{11} > V_{22} = V_{33}$ ,  $V_{12} = V_{21} = V_{13} = V_{31} > V_{23} = V_{32}$ . Примером пород этого типа может служить образец 24 256ш. Данный тип упругой симметрии условно можно представить моделью, состоящей из параллельных цилиндрических стержней. Пространство между стержнями может занимать изотропная среда с другими, чем у материала стержней, упругими свойствами. Происхождение симметрии этого типа пород не вполне ясно. Она может возникнуть, например, при пластическом растяжении или в связи с метасоматическими процессами в амфиболитах, гнейсах и др.

Помимо показателя  $B$ , упругая анизотропия характеризуется углом падения и азимутом простирания ее плоскости симметрии. На рис. 10.2, б представлены результаты определений на образцах, также изготовленных в форме куба, угла падения  $\alpha$ , который определяли по формуле:

$$\alpha = \arccos \frac{1}{\sqrt{\operatorname{tg}^2 \beta_{n_1} + \operatorname{tg}^2 \beta_{n_2} + 1}}$$

где  $\beta_{n_1}$  — угол, который составляют плоскость упругой симметрии и плоскость, нормальная к оси зерна на боковой грани  $X$  образца;  $\beta_{n_2}$  — такой же угол на грани  $Y$ .

На рис. 10.2, б приведены значения углов сланцеватости, слоистости, полосчатости, измеренные непосредственно на керне между плоскостями этих элементов и осью зерна.

Согласно полученным данным, в пределах всего разреза можно выделить три больших интервала, в которых выдерживаются значения угла  $\gamma$ . Первый из них находится в пределах 0–4,4 км. В нем значение преобладающего угла  $\gamma$  составляет 40–50°.

На глубинах, примерно равных 1,1 и 2,0 км, диапазон изменения угла  $\gamma$  значительно шире и составляет

Рис. 10.3. Примеры акустополариграмм модальных типов архейских пород:

Ia — плагиоклазового гранита с амфиболом (образец 24 996ш); Ib — эпидот-биотит-плагиоклазового гнейса (28 184ш); Ic — биотитового гнейса (30 020); Id — ставролит-андалузит-силлиманит-двуслюдяного гнейса (24 256ш); IIa — амфибол-плагиоклазового сланца (19 402ш); IIб — талькфлогопит-тремолитового сланца (26 715ш); IIв — эпидот-биотит-амфибол-плагиоклазового кристаллосланца (27 227ш); IIг — апогипербазитового сланца (35 924); IIIa — клинопироксенового амфиболита (24 788ш); IIIб — амфиболита со сфеном (24 947); IIIв — куммингтонитового амфиболита (27 026ш); IIIг — эпидот-роговообманкового амфиболита (31 272); тонкая линия — векторы поляризации параллельны; утолщенная — скрещены

соответственно от 10 до 50 и от 4 до 70°. Ниже глубины 4,4 км и до 7 км среднее значение угла  $\gamma$  становится равным 70°. Затем на участке 7,0–8,4 км наблюдается сравнительно плавное снижение угла  $\gamma$  до 40–50°. Последние значения  $\gamma$  характерны для участка 8,4–11,5 км.

Анализируя в целом рассеяние единичных значений угла  $\alpha$ , можно отметить их явное несовпадение со значениями угла  $\gamma$ . Как правило, значения угла  $\alpha$  меньше, чем соответствующие значения угла  $\gamma$ . Поскольку угол  $\alpha$  отражает пространственное положение плоскости упругой анизотропии, можно считать, что эти плоскости занимают в среднем более субвертикальную ориентацию, чем плоскости слоистости, сланцеватости, линейности. Отклонение плоскостей упругой симметрии в сторону более вертикальных положений, скорее всего, свидетельствует о наличии и длительном действии в прошлом значительных субгоризонтальных тектонических напряжений. Это привело к переориентировке кристаллоупругих направлений в соответствии с вектором действия главной компоненты палеонапряжений в каждом минеральном зерне. Подобное пространственное положение элементов упругой симметрии может быть также вызвано возникновением в результате того же самого тектонического напряжения систем микротрещин.

На глубинах 1,2–1,3; 1,8–2,1 и 4,4–4,7 км наблюдается весьма интересное явление: угол  $\alpha$  практически проходит весь спектр возможных значений в пределах 0–90°. Подобный характер изменений пространственного положения плоскости упругой анизотропии пород может определенно означать, что на этих глубинах имело место сдвиговое напряжение с возможным смещением одних пластов, пачек пород относительно других. Например, в интервалах глубин 1,2–1,3 и 1,8–2,1 км такое разнообразие значений углов  $\alpha$  объясняется более поздними событиями – дезинтеграцией пород и разориентировкой их фрагментов в результате тектонических подвижек с последующим оруденением. Эти локальные события не повлияли на анизотропию всего структурного блока, поскольку ориентировка угла  $\alpha$  сохраняется и до, и после этих интервалов.

Иное наблюдается в интервале глубин 4,4–4,7 км. До глубины 4,4 км наблюдаются одни значения углов  $\alpha$  и  $\gamma$ , а после  $H = 4,7$  км эти углы возрастают примерно в 2 раза. Так как породы на глубинах 4,4–4,7 км находятся в зоне Лучломпольского разлома, можно полагать, что изменение средних углов  $\alpha$ ,  $\gamma$  до и после него объясняется смещением вышележащего блока пород относительно нижележащего. Схема движения блоков (пластов, пачек) пород на глубине 7,5–7,6 км совпадает с описанной для интервалов глубин 1,2–1,3 и 1,8–2,1 км. Постепенное изменение пространственного положения элементов симметрии упругой анизотропии и текстурных характеристик пород из интервала глубин 4,7–7,6 км можно объяснить влиянием конседиментационного прогибания в период накопления данной толщи. Резкая смена показателей анизотропии в интервале

4,4–4,7 км может быть объяснена как граница между разными структурными этажами, а разнообразие в ориентировках элементов симметрии анизотропии и текстур могут быть следствиями процессов, связанных с возникновением Лучломпольского разлома.

Таким образом, для разреза Кольской сверхглубокой скважины по результатам измерений углов  $\alpha$  и  $\gamma$  установлено два динамических типа пород. Первый из них фиксирует зоны дробления либо границы раздела структурных этажей без смещения (или со смещением) верхней и нижней части блока ( $H = 1,2+1,3; 1,8+2,1; 4,4+4,7$  и  $7,5+7,6$  км). Второй тип представляет случаи накопления пород в стабильных платформенных условиях либо с конседиментационным прогибанием.

Дополнительную информацию позволяет получить сравнение значений углов  $\alpha$ ,  $\gamma$  с показателем  $B$  (см. рис. 10.2). Например, интервалы глубин, в пределах которых наблюдается наибольшая анизотропия пород (1,8–2,1; 4,4–4,7; 6,2–6,4 и 7,5–7,6 км), сопровождаются наибольшим диапазоном изменения углов. В пределах тех же интервалов глубин отмечается наибольшая кавернозность ствола скважины (Козловский, 1984).

Приведенные результаты получены на керне и образцах, изготовленных из него. Как следует из этих результатов, методы исследования керна и образцов позволяют получить большой объем чрезвычайно разнообразной информации. Вместе с тем полученные данные (см. рис. 10.1) из-за влияния эффекта дезинтеграции не являются истинными свойствами, отвечающими свойствам кристаллической породы в массиве. Поэтому особую значимость приобретают эксперименты с получением значений упругих свойств пород при приложении напряжений и вида напряженного состояния, отвечающих их значениям в реальном массиве.

Некоторые параметры пространственного положения скважины, формы ее поперечного сечения непосредственно связаны с упругой анизотропией пород. Например, известно, что при бурении в анизотропных породах (Бахвалов и др., 1989) ствол скважины отклоняется от вертикали в направлении перпендикуляра к плоскости анизотропии (плоскости слоистости, сланцеватости, полосчатости). Наиболее наглядно этот эффект проявился при бурении ряда скважин, в том числе и Криворожской сверхглубокой в Криворожском бассейне (Kurlov et al., 1990). Соответственно, по азимуту отклонения скважины от вертикали можно судить о пространственном положении плоскости анизотропии. На рис. 10.4 в плане приведены траектории четырех стволов СГ-3, пройденных в разное время, достигшие различных предельных глубин.

Анализируя траектории стволов СГ-3 и используя приведенное правило, можно прийти к выводу, что на различных глубинах, в пределах различных свит и толщ плоскость упругой анизотропии пород занимает разное положение. В пределах всего разреза выделяется ряд геоблоков (этажей), различающихся параметрами

пространственного положения плоскости анизотропии (см. таблицу). В данном случае под термином «этаж» понимается интервал глубин, в пределах которого непрерывно выдерживаются приблизительно одинаковые значения азимута простирания, угла падения плоскости анизотропии, параметра  $B$ .

Траектории стволов (см. рис. 10.4) позволяют отметить, что точки поворота этих плоскостей практически выдерживаются вне зависимости от номера ствола и

времени его проходки. Например, в пределах глубин 1,4–4,8 км азимут нормали к плоскости анизотропии примерно равен СВ  $28^\circ$  от магнитного меридиана. Затем, в интервале 4,8–6,2 км ствол скважины практически идет в направлении магнитного меридиана. В пределах глубин 6,2–7,6 км его отклонение составляет СВ  $37^\circ$ . В следующем интервале (7,6–8,6 км) азимут отклонения I ствола равен СВ  $350^\circ$ . Причем практически в том же интервале III ствол имеет аналогичный азимут.

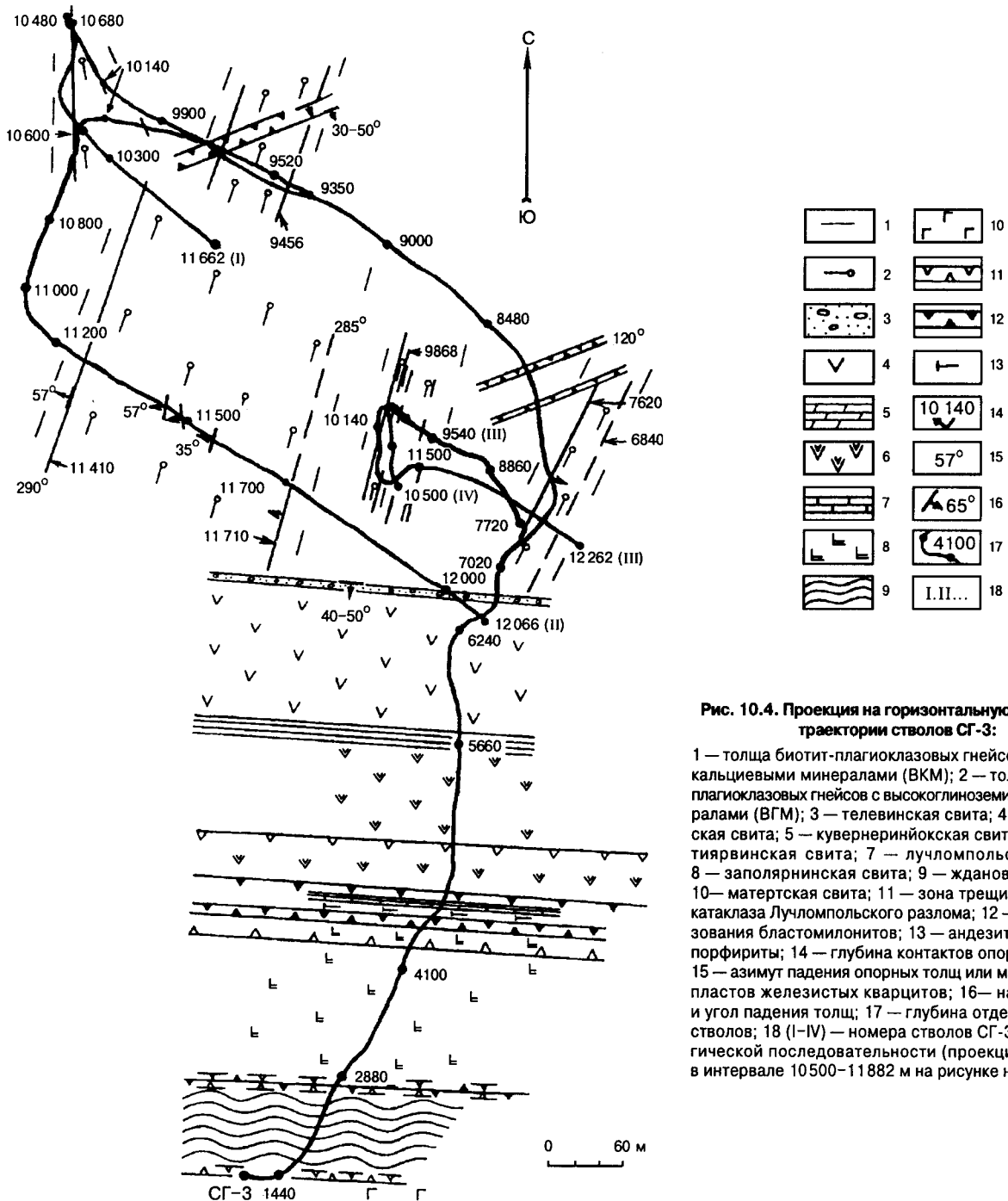


Рис. 10.4. Проекция на горизонтальную плоскость траектории стволов СГ-3:

1 — толща биотит-плагиоклазовых гнейсов с высококальциевыми минералами (ВКМ); 2 — толща биотит-плагиоклазовых гнейсов с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ); 3 — телевинская свита; 4 — маярвинская свита; 5 — кувернеринийская свита; 6 — пирттиярвинская свита; 7 — лучломпольская свита; 8 — заполярнинская свита; 9 — ждановская свита; 10 — матертская свита; 11 — зона трещиноватости и катаклаза Лучломпольского разлома; 12 — зона образования бластомилонитов; 13 — андезит-дацитовые порфириты; 14 — глубина контактов опорной толщи; 15 — азимут падения опорных толщ или маркирующих пластов железистых кварцитов; 16 — направление и угол падения толщ; 17 — глубина отдельных точек стволов; 18 (I–IV) — номера стволов СГ-3 в хронологической последовательности (проекция ствола IV в интервале 10500–11882 м на рисунке не показана)

Параметры упругой анизотропии массива и поля палеонапряжений по разрезу СГ-3

Номер этажа	Интервал, км	Мощность, км	Азимут простирания плоскости анизотропии $\Theta$ , градус	Угол падения плоскости анизотропии $\alpha_{cp}$ , градус	Параметр анизотропии $V_{cp}$
1	0,0–1,2	1,2	—	—	0,05
2	1,2–1,8	0,5	ЮВ 118	ЮЗ 40	0,04
3	1,8–2,1	0,3	—	ЮЗ 0–90	0,13
4	2,1–4,4	2,3	ЮВ 118	ЮЗ 40	0,06
5	4,4–6,2	1,8	СВ 90	ЮЗ 60–70	0,18
6	6,2–7,6	1,4	ЮВ 127	ЮЗ 50–60	0,22
7	7,6–8,6	1,0	СВ 80	ЮВ 50	0,31
8	8,6–10,15	1,55	СВ 40	ЮВ 40	0,28
9	10,15–11,1	0,95	ЮВ 120	СВ 40	0,2
10	> 11,1	> 1,16	СВ 35	СЗ 40	0,19

На глубинах 8,4–8,8 км I и III стволы совершают поворот и идут в направлении СЗ 310°. В точке 10,5 км I и II стволы практически синхронно поворачиваются и продолжают до глубины 11,1 км с азимутом ЮЗ 210°. Последний отрезок стволов I, II, III на глубинах, больших 11,1 км, проходит в направлении ЮВ 125°. Ствол IV, начинающийся на глубине 9,65 км и заканчивающийся на 11,88 км, повторяет траекторию III ствола.

Таким образом, по результатам замеров азимута отклонений скважины от вертикали в пределах всего разреза СГ-3 можно выделить десять структурно-анизотропных этажей (см. таблицу). Эти этажи отличаются также углами  $\alpha$  и параметром анизотропии  $V$  (см. рис. 10.2).

Следует отметить, что движение забоев стволов скважины в пределах девятого этажа происходит в прямо противоположном направлении движению, зарегистрированному в шестом. Наиболее отчетливо противоположные по направлению азимутов движения забоев стволов происходили в пределах восьмого и десятого этажей. В пределах этажей 5, 7, 8, 10 движение забоев происходило в направлении, близком к перпендикулярному к выявленным структурным элементам в геологическом разрезе скважины.

Приведенный анализ данных рис. 10.4 позволил выделить фактически те же границы раздела этажей: 4,4–4,7; 6,2–6,4 и 7,5–7,6 км. Данные рис. 10.2, а позволяют дополнить характеристики каждого из выделенных этажей параметром  $V_{cp}$  — усредненным показателем анизотропии в интервале (этаже). Ранее весьма сходные результаты о связи параметров анизотропии пород с углами отклонения от вертикали получены на Ворогилевской скважине (Розаев, Горбацевич, 1996).

Изложенные результаты позволяют сделать обоснованный вывод: азимут траектории отклонения скважины от вертикали  $\Theta$  и угол  $\alpha$  являются достаточными параметрами для определения пространственного положения элементов упругой анизотропии в массиве. Эти параметры

также являются исходными для построений пространственных ориентировок компонент палеонапряжений. На рис. 10.5 представлена построенная в соответствии с этой моделью упругой анизотропии и ориентировок палеонапряжений по разрезу СГ-3. На рис. 10.5, а с правой стороны для каждого из этажей в виде полукерн даны проекции плоскости анизотропии на горизонтальную и вертикальную плоскости. На рис. 10.5, б толщина стрелок, отражающих ориентацию действия главной компоненты палеонапряжений, пропорциональна  $V_{cp}$ , т. е. усредненному значению этой компоненты.

Согласно модели, в пределах первого этажа (0–1,2 км) существенного отклонения скважины от вертикали не отмечено. Преобладают практически изотропные породы. Такое заключение позволяет сделать усредненный показатель  $V_{cp} = 0,05$ . Это значение является пороговым и позволяет отличать изотропные породы от анизотропных (Горбацевич, 1995). Первый и второй этажи разделены прослоем слабо анизотропных пород ( $H = 1,2 \pm 1,3$  км). В пределах этого прослоя в прошлом происходили тектонические подвижки с образованием медно-никелевого оруденения (Кольская сверхглубокая, 1984).

Второй этаж (1,3–1,8 км) также сложен изотропными породами ( $V_{cp} = 0,04$ ).

Третий этаж (1,8–2,1 км) представлен слоем, включающим сильно анизотропные породы и медно-никелевое оруденение. В пределах этого слоя параметр анизотропии  $V_{cp} = 0,13$ . Совокупность данных, представленных на рис. 10.2, позволяет заключить, что в пределах слоя происходили мощные тектонические подвижки типа внедрения пласта (пачки) без изменения положения выше- и нижележащей толщ. Направление внедрения, как и в прослое на глубинах 1,2–1,3 км, происходило под углом  $\sim 50^\circ$  к горизонту. Значительные вариации упругих и упругоанизотропных свойств вызвали образование в пределах третьего этажа значительных каверн в стволе скважины.

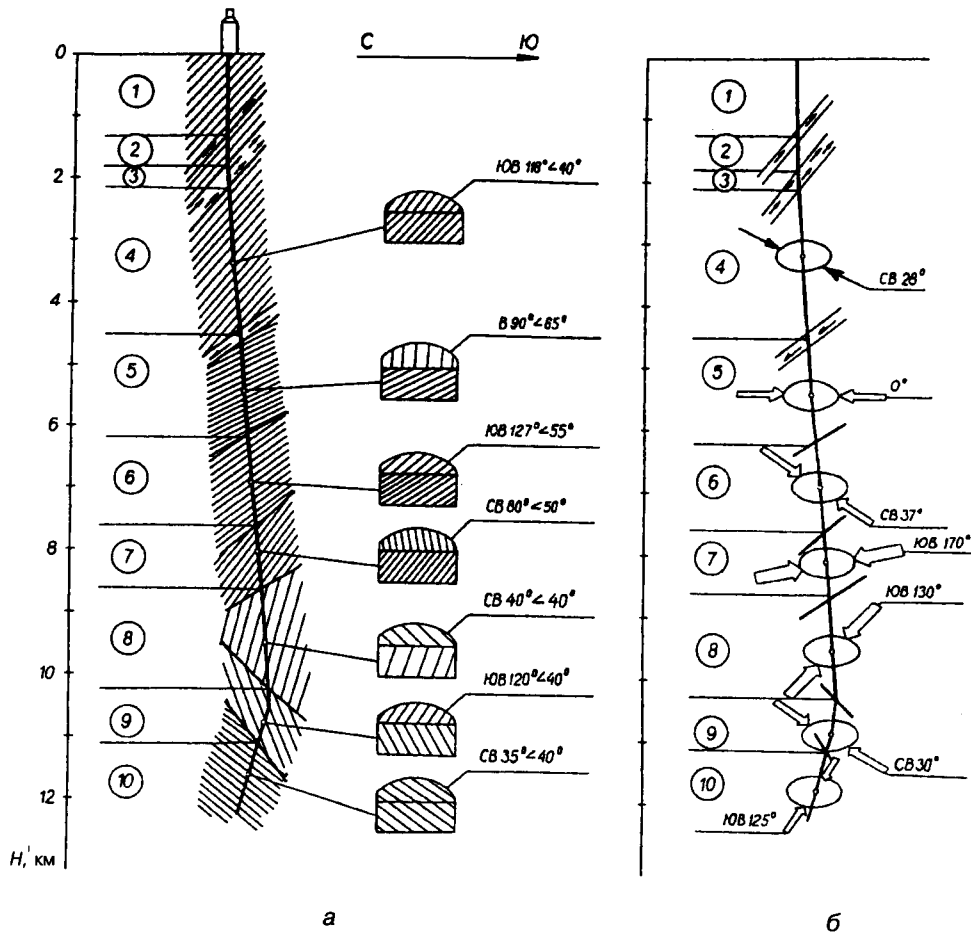


Рис. 10.5. Модель упругой анизотропии (а) и палеонапряжений (б) по разрезу СГ-3:  
1–10 — структурно-анизотропные этажи, различающиеся параметрами пространственного  
положения плоскости анизотропии

В пределах четвертого этажа (2,1–4,4 км) располагается самый однородный, изотропный и стабильный блок во всем разрезе СГ-3. Это подтверждает параметр  $B_{cp} = 0,06$ . Ствол скважины отличается самой низкой кавернозностью. Определенный по направлению отклонения скважины от вертикали азимут действия главной компоненты поля палеонапряжений в пределах четвертого этажа составляет СВ  $28^\circ$ .

В интервале  $H = 2,1+4,4$  км элементы залегания слоистости, сланцеватости, полосчатости выдержаны как по простиранию, так и по падению (ЮЗ  $118^\circ$ ,  $\angle 40^\circ$ ). Эти же параметры простирания и падения характерны для второго этажа.

Граница четвертого и пятого этажей проходит по Лучломпольскому разлому. По нашим данным (см. рис. 10.2), основные тектонические подвижки происходили в интервале 4,4–4,7 км. В этой зоне происходило смещение вниз верхнего блока относительно нижнего с поворотом примерно  $30^\circ$  против часовой стрелки. Существенное увеличение упругой анизотропии пород в начале пято-

го этажа привело к росту угла отклонения ствола СГ-3 от вертикали примерно на  $3^\circ$ .

Пятый этаж (4,4–6,2 км) в отличие от вышележащих характеризуется существенно большим параметром упругой анизотропии ( $B_{cp} = 0,18$ ). С начала этого этажа в скважине существенно возрастает кавернозность (см. рис. 10.2). Ранее, на примере Уральской сверхглубокой скважины (Горбачевич и др., 1993) было показано, что возрастание кавернозности тесно связано с анизотропией пород. Положение плоскости анизотропии субширотно. Она погружается на юг под углом  $60-70^\circ$ . Следует полагать, что ввиду большого значения параметра  $B_{cp}$  палеонапряжения в пределах пятого этажа были в среднем значительными, но с резкими изменениями от точки к точке.

На шестом этаже (6,2–7,6 км) залегают еще более анизотропные породы, чем на пятом ( $B_{cp} = 0,22$ ). Как и на предыдущем этаже, сохраняется значительный разброс параметра анизотропии. Азимут плоскости анизотропии довольно близок азимуту такой же плоскости

второго и четвертого этажей. Погружение скважины происходит с отклонением от вертикали в направлении СВ  $37^\circ$ , но с заметными вариациями от последнего. Соответственно в этом же направлении действовала наибольшая компонента палеонапряжений с углом наклона к вертикали (оси скважины), равным  $30-40^\circ$ .

Граница, разделяющая шестой и седьмой этажи (7,6 км), была зафиксирована при проведении сейсмических работ. Ранее (Литвиненко, 1975) ее относили к границе Конрада. Эта граница разделяет I и II толщи архейского комплекса. Она характеризуется резким переходом от биотит-плагиоклазовых гнейсов с высокоглиноземистой минерализацией к амфиболсодержащим породам. Указанные факторы вызвали дополнительное отклонение ствола скважины от вертикали.

Седьмой этаж (7,6–8,6 км) отличает самая высокая анизотропия слагающих пород ( $B_{cp} = 0,31$ ) и настолько же высокие вариации показателя анизотропии. Высокая упругая анизотропия пород сопровождается очень высокой кавернозностью ствола. На некоторых его участках каверны достигают размеров более чем 0,7 м (см. рис. 10.2). Очень значителен разброс угла плоскости анизотропии  $\alpha$  и угла сланцеватости  $\gamma$  по отношению к оси скважины. Азимут плоскости анизотропии  $\Theta$  близок азимуту той же характеристики пятого этажа, однако углы  $\alpha$  и  $\gamma$  отличаются очень большим разбросом единичных значений. В соответствии с величиной  $B_{cp}$  в пределах седьмого этажа действовали самые значительные по разрезу СГ-3 палеонапряжения. Азимут их главной компоненты (ЮВ  $170^\circ$ ) близок к азимуту той же компоненты пятого этажа. Угол наклона к оси скважины этой компоненты ( $40^\circ$ ), скорее всего, связан с деформационным погружением архейских толщ при наращивании мощности протерозойского комплекса.

При переходе к восьмому этажу (8,6–10,15 км) азимут простирания плоскости анизотропии совершает поворот против часовой стрелки примерно на  $40^\circ$ . В пределах восьмого этажа упругая анизотропия пород ( $B_{cp} = 0,28$ ) в среднем несколько ниже, чем на предыдущем этаже, при этом при движении от верхней границы этажа к нижней происходит снижение единичных максимальных значений показателя  $B$  (см. рис. 10.2). Азимут главной компоненты палеонапряжений равен ЮВ  $130^\circ$ .

Переход от восьмого к девятому этажу стволов скважины также совершается с поворотом, но на угол, больший чем  $90^\circ$ , при этом для различных стволов этот переход совершается на различных глубинах. Например, для стволов I и II (см. рис. 10.4) он происходит на глубине, примерно равной 10,6 км. Для стволов III и IV, пройденных с наименьшим отклонением в плане от точки забуривания, он совершается на глубине ~ 10,15 км. Таким образом, разница по глубине встречи границы составляет около 500 м. Расстояние по горизонтали между точками поворота стволов I, II и III, IV составляет 400 м. Эти данные, а также пространственное

положение точек поворота стволов позволяют определить угол падения и азимут простирания границы раздела между восьмым и девятым этажами: они соответственно равны  $50^\circ$  и СВ  $50^\circ$ . Полученное значение угла падения в среднем согласуется с данными, представленными на рис. 10.2. Положение границы раздела между восьмым и девятым этажами отражено на рис. 10.5.

На девятом этаже (10,15–11,1 км), судя по данным ограниченного числа измерений, залегают менее анизотропные породы ( $B_{cp} = 0,2$ ), чем на восьмом. Азимут плоскости анизотропии поворачивает более чем на  $90^\circ$  и занимает положение ЮВ  $120^\circ$ . Пропорционально  $B_{cp}$ , значение главной компоненты палеонапряжений меньше, чем на предыдущем этаже, ее азимут составляет СВ  $40^\circ$ . Положение границы раздела девятого и десятого этажей сходно с положением вышележащей границы. Применяв аналогичный анализ пространственного положения различных стволов, получим, что угол падения границы раздела девятого и десятого этажей ориентировочно равен  $60^\circ$ , а ее азимут простирания — СВ  $25^\circ$ . Обращает на себя внимание тот факт, что, если до восьмого этажа все границы раздела имеют падение на юг, то границы разделов восьмого и девятого, девятого и десятого этажей падают на север. Таким образом, граница разделов восьмого и девятого этажей является одновременно и тектонической границей с иным характером деформаций, чем в верхних этажах.

Мощность десятого этажа не определена, так как бурение скважины по III стволу остановлено на отметке 12,262 км. В пределах отрезка 11,1–12,262 км отклонение стволов скважины выдерживается по одному азимуту — ЮВ  $125^\circ$ , который является направлением действия главной компоненты палеонапряжений. Это направление при переходе к десятому этажу совершает поворот против часовой стрелки. Анизотропия пород несколько ниже, чем на предыдущем этаже. Следует отметить, что азимут плоскости анизотропии восьмого и десятого этажей практически одинаковы (СВ  $35-40^\circ$ ), однако их азимуты углов падения противоположны.

В отличие от всех предыдущих этажей в пределах девятого и десятого этажей ствол скважины отклоняется от вертикали в северную полусферу. Это может быть связано с иным типом фундамента, начинающегося с девятого этажа.

## Заключение

Как правило, на всех разрезах глубоких и сверхглубоких скважин, проведенных в кристаллических породах, наблюдается, по крайней мере для нижних горизонтов, явное расхождение между результатами интерпретации геофизических работ и вскрытым геологическим разрезом. Для СГ-3 удовлетворительное соответствие между геофизикой и геологией разреза получено лишь до глубины 4,5 км. Расхождение становится объяснимым при анализе результатов изучения

реальной анизотропии пород. На глубине 4,4 км проходит граница, отделяющая существенно анизотропные породы от преимущественно изотропных. Ниже отметки 4,4 км залегают породы в большинстве орторомбической симметрии, с проявлением эффекта линейной акустической анизотропии поглощения.

Упругая анизотропия пород является результатом значительных по величине и длительности действия палеонапряжений. Она оказывает существенно большее влияние на отклонение скважины от вертикали и на кавернозность ее ствола, чем современные напряжения.

Полученные нами характеристики, приведенные для каждого из десяти структурных этажей: их положение по разрезу СГ-3, азимут простирания и падения плоскости упругой анизотропии, ее параметр  $B_{\text{ср}}$  — могут быть исходными для принятия рабочей концепции при интерпретации результатов геофизических работ. Учет параметров реальной анизотропии поможет осуществить приближение друг к другу геофизического и геологического разрезов, полученных на основе бурения скважин в массивах кристаллических пород.

Экспериментальное изучение образцов пород разреза СГ-3 позволило обнаружить и вскрыть физическую сущность двух новых явлений: дезинтеграции глубинных пород и эффекта линейной акустической анизотропии поглощения. Поликристаллические породы разуплотняются и дезинтегрируются в процессе их извлечения с глубин, превышающих 4–5 км.

*Авторы выражают благодарность В. Р. Ветрину, Н. В. Шарову и Ю. Н. Яковлеву за полезные консультации и помощь.*

### Литература

- Абдрахимов М. З., Траскин В. Ю., Перцов Н. В. Исследование разуплотнения кристаллических пород сверхглубоких скважин методами физико-химической механики // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1992. С. 128–135.
- Акустополариметрия и определение упругой симметрии горных пород // Методические рекомендации. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1990. 83 с.
- А. с. 1281993. СССР, МКИ G 01 N 29/04. Акустополарископ для измерения упругости твердых сред / Горбачевич Ф. Ф. Бюлл. № 1. 1987.
- Архейский комплекс в разрезе СГ-3 / Под ред. Ф. П. Митрофанова. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 186 с.
- Бахвалов А. И., Кузнецов Ю. И., Пономарев В. Н. и др. Магнитометрические исследования Кольской сверхглубокой скважины // Советская геология. 1989. № 9. С. 83–87.
- Волкова Е. А. Поляризационные измерения. М.: Изд-во стандартов, 1974. 156 с.
- Горбачевич Ф. Ф. Анизотропия поглощения сдвиговых колебаний в горных породах // Изв. АН СССР. Сер.: Физика Земли. 1990. № 5. С. 70–79.
- Горбачевич Ф. Ф. Акустополарископия горных пород. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1995. 204 с.
- Горбачевич Ф. Ф., Басалаев А. А. Опыт определения параметров палеонапряжений с применением акустополаризационного метода // Изв. РАН. Сер.: Физика Земли. 1993. № 7. С. 24–31.
- Горбачевич Ф. Ф., Козловская О. В., Розаев А. Е., Шамрай Г. И. Инженерно-геологическая характеристика пород разреза Уральской сверхглубокой скважины // Изв. РАН. Сер.: Геоэкология. 1993. № 5. С. 66–74.
- Горбачевич Ф. Ф., Медведев Р. В. Механизм разуплотнения кристаллических пород при их разгрузке от напряжений // Рудные геофизические исследования на Кольском полуострове. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1986. С. 83–89.
- Горяинов П. М., Давиденко И. В., Горбачевич Ф. Ф. и др. Теоретические и экспериментальные основы тек-

Для получения характеристик упругости, близких *in situ*, следует проводить испытания таких образцов при соответствующих  $P-T$ -условиях. Эффект линейной акустической анизотропии поглощения очень широко проявляется в основном в амфиболсодержащих породах. При распространении упругих волн в амфиболсодержащих массивах следует ожидать подавления (за счет проявления этого эффекта) поперечной волны  $S_2$ .

Весьма важным результатом проведенных исследований является построение упругоанизотропной модели разреза СГ-3. Синтезированная модель построена на основе обобщенного анализа экспериментальных определений параметров упругой анизотропии на образцах, данных об отклонении стволов скважины от вертикали, показателей скорости, измеренных методами АК и ВСП.

Полученная модель палеонапряжений свидетельствует, что на глубинах 4,4 и 10,15 км по вертикали от устья скважины происходит существенная смена палеотектонических режимов с изменением направленности сил и деформаций, при этом построенная на основе анализа пространственного положения стволов граница между восьмым и девятым этажами, как и более глубокая, между девятым и десятым этажами, показывает существенно иные характеристики падения и простирания плоскостей анизотропии, чем все вышележащие этажи. Таким образом, начиная с девятого этажа, должен регистрироваться иной геодинамический тип пород.

- тоно-кессонного эффекта (явления дезинтеграции), геодинамические следствия // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1992. С. 136–144.
- Джегер Ч.* Механика горных пород и инженерные сооружения. М: Мир, 1975. 255 с.
- Епинатьева А. М.* Кольская сверхглубокая скважина и ее влияние на сейсмический метод исследований // Изв. АН СССР. Сер.: Физика Земли. 1989. № 5. С. 35–46.
- Казанский В. И., Кременецкий А. А., Кузнецов Ю. И., Ланев В. С.* Глубинное строение Печенгского рудного района по материалам сверхглубокого бурения // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 219–234.
- Кожевников В. Н.* Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.: Наука, 1982. 184 с.
- Козловский Е. А.* Кольская сверхглубокая скважина // В мире науки. 1984. № 3. С. 38–49.
- Кольская сверхглубокая.* М.: Недра, 1984. 490 с.
- Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н.* Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.
- Литвиненко И. В.* Сейсмические границы земной коры Балтийского щита // Восточная часть Балтийского щита (геология и глубинное строение). Л.: Наука, 1975. С. 151–155.
- Петрофизика* // Справочник. В 3 т. М.: Недра, 1992. 391 с., 256 с., 288 с.
- Продайвода Г. Т.* Акустические свойства метаморфических пород и сейсмическая анизотропия // Советская геология. 1990. № 7. С. 100–106.
- Розаев А. Е., Горбачевич Ф. Ф.* Уругоанизотропные свойства пород по разрезу Воротиловской глубокой скважины (ВГС) // Геоэкология. 1996. № 4. С. 75–86.
- Смыслов А. А., Дортман Н. Б., Ланев В. С., Мазид М. Ш.* Вещественный состав и петрофизическая характеристика земной коры по данным сверхглубокого бурения // Глубинные исследования недр в СССР. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1989. С. 249–268.
- Справочник (кадастр) физических свойств горных пород.* М.: Недра, 1975. 279 с.
- Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах.* М.: Недра, 1978. 237 с.
- Brace W. F.* Orientation of anisotropic minerals in a stress field: discussion // Mem. Geol. Soc. Amer. V. 79. № 9. 1960. P. 9–20.
- Gorbatsevich F. F.* Non-linearity of Strain in Hard Crystalline Rocks. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. V. 33. № 1. 1996. P. 83–91.
- Kurlov N. S., Baklanov N. E., Reshetnyak V. V. and Belevtsev R. Ya.* Geological structure of Krivbass based on results of super-deep drilling and regional geological-geophysical studies // In: Super-deep Continental drilling and deep geophysical sounding. Springer-Verlag. Berlin, London, Tokyo. 1990. P. 436.
- Walsh J. B.* The effect of cracks on the compressibility of rocks // J.G.R. 1965. V. 70. № 2. P. 380–391.

## Глава 11

ТЕХНИКА И ТЕХНОЛОГИЯ СВЕРХГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ  
(ПРОБЛЕМЫ И РЕШЕНИЯ)

## 11.1. Проблемы бурения сверхглубоких скважин с научными целями в кристаллических горных породах

При разработке техники и технологии бурения Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 учитывались, с одной стороны, комплекс специфических особенностей, обусловленных горно-геологической ситуацией в кристаллическом массиве Балтийского щита, а с другой, — необходимость создания оптимальных условий для возможности получения необходимого объема геологической, геофизической и технологической информации.

Основными проблемами, реализация решений которых в значительной степени предопределяет успех бурения в целом, возможность, объем и информативность последующих исследований, являются:

формирование адекватной поставленным задачам конструкции скважины;

проектирование, расчет и эксплуатация бурильной колонны с учетом реально действующего на нее температурно-нагрузочного комплекса; оперативная оценка состояния и защита от изнашивания обсадных колонн;

возможность управления траекторией ствола скважины в пространстве;

обеспечение получения достоверной информации об основных режимных параметрах процесса;

предупреждение и возможность оперативной ликвидации аварий и осложнений.

Обобщение и анализ материалов, полученных на Кольской сверхглубокой скважине, позволили сформулировать основные горно-геологические и технологические особенности, присущие сверхглубоким скважинам, бурящимся в кристаллических горных породах:

заведомо большой выход открытого ствола из-под каждой предыдущей обсадной колонны;

сложная траектория ствола скважины в пространстве;

образование эллипсной формы поперечного сечения ствола, значительных по протяженности и поперечным размерам кавернозных интервалов, сложно-напряженное состояние околоствольного массива;

высокий уровень сил сопротивления осевому перемещению и вращению бурильной колонны;

трудность управления параметрами бурового раствора из-за наличия в стволе застойных зон большого объема и сложного температурного режима в скважине.

При разработке основных технико-технологических решений (Guberman et al., 1993), использовавшихся при бурении СГ-3, приняты три основополагающих принципа:

бурение скважины так называемым опережающим стволом до возникновения осложнений, ликвидация которых невозможна без крепления соответствующего интервала очередной обсадной колонной;

бурение с применением забойных двигателей;

применение для компоновки бурильной колонны труб из сплавов на основе алюминия (ЛБТ).

Бурение сверхглубоких скважин ведется, как правило, в условиях минимума информации о состоянии вскрываемого горного массива, поскольку сведения о горно-геологической обстановке часто оказываются недостоверными. Предполагаемые осложнения и их привязка к определенным интервалам носят еще более приближенный характер.

Проектирование конструкции скважины перед началом бурения в таких условиях неизбежно приводит к усложнению ее конструкции и технологии бурения. В осложненных геолого-технических условиях бурения стандартными подходами предусматривается применение многоколонных телескопических конструкций. На больших глубинах реализация такого подхода иногда становится практически невозможной. Например, в скважину, бурившуюся по проекту КТБ (Германия) при начальном диаметре 711 мм, на максимально достигнутой глубине 9101 м спущена последняя обсадная колонна диаметром 140 мм до глубины 9031 м, что ограничивает возможность дальнейшего углубления скважины и использование ее в научных целях из-за малого диаметра колонны.

Выбранная технология бурения СГ-3 обеспечивает возможность корректировки ее конструкции непосредственно в процессе проводки по данным совокупной оценки геолого-физических характеристик и технологической ситуации в пройденной части разреза.

Суть метода заключается в том, что бурение ведется опережающим стволом в габаритах одного диаметра породоразрушающего инструмента до возникно-

вения непреодолимых осложнений. Затем ствол скважины расширяется и закрепляется обсадной колонной. Дальнейшее углубление ведется породоразрушающим инструментом первоначального диаметра.

В процессе бурения формируется ствол сложной конфигурации, в котором выделяются три основных вида поперечных сечений: круглый, по диаметру близкий к номинальному диаметру; эллипсный, где малая ось приблизительно равна номинальному диаметру, а большая значительно превышает последний; кавернозный, по диаметру в несколько раз превышающий номинальный диаметр породоразрушающего инструмента (рис. 11.1).

При этом ствол скважины только в верхних интервалах, соответствующих протерозойскому комплексу, имел диаметр, близкий к номинальному. Кавернозные зоны здесь были приурочены к тектоническим нарушениям, ствол в этих интервалах имел сложную изометрическую форму. По протяженности эти зоны составляли около 40% разреза. В архейском комплексе и переходной зоне ствол скважины имеет ярко выраженную эллипсную форму сечения. Кавернозные зоны также приурочены к тектоническим интервалам, однако по суммарной протяженности занимают уже 70–80% разреза. Следует отметить, что если в верхних интервалах ствол скважины в основном устойчив к гидродинамическим и механическим воздействиям, то в архейском комплексе внешние воздействия приводят к обрушениям стенок скважины и значительным изменениям ее радиальных размеров.

В этих условиях крайне важна информация о том, за какой промежуток времени происходит окончательное формирование формы сечения и радиальных размеров ствола и наступает его относительная стабилизация.

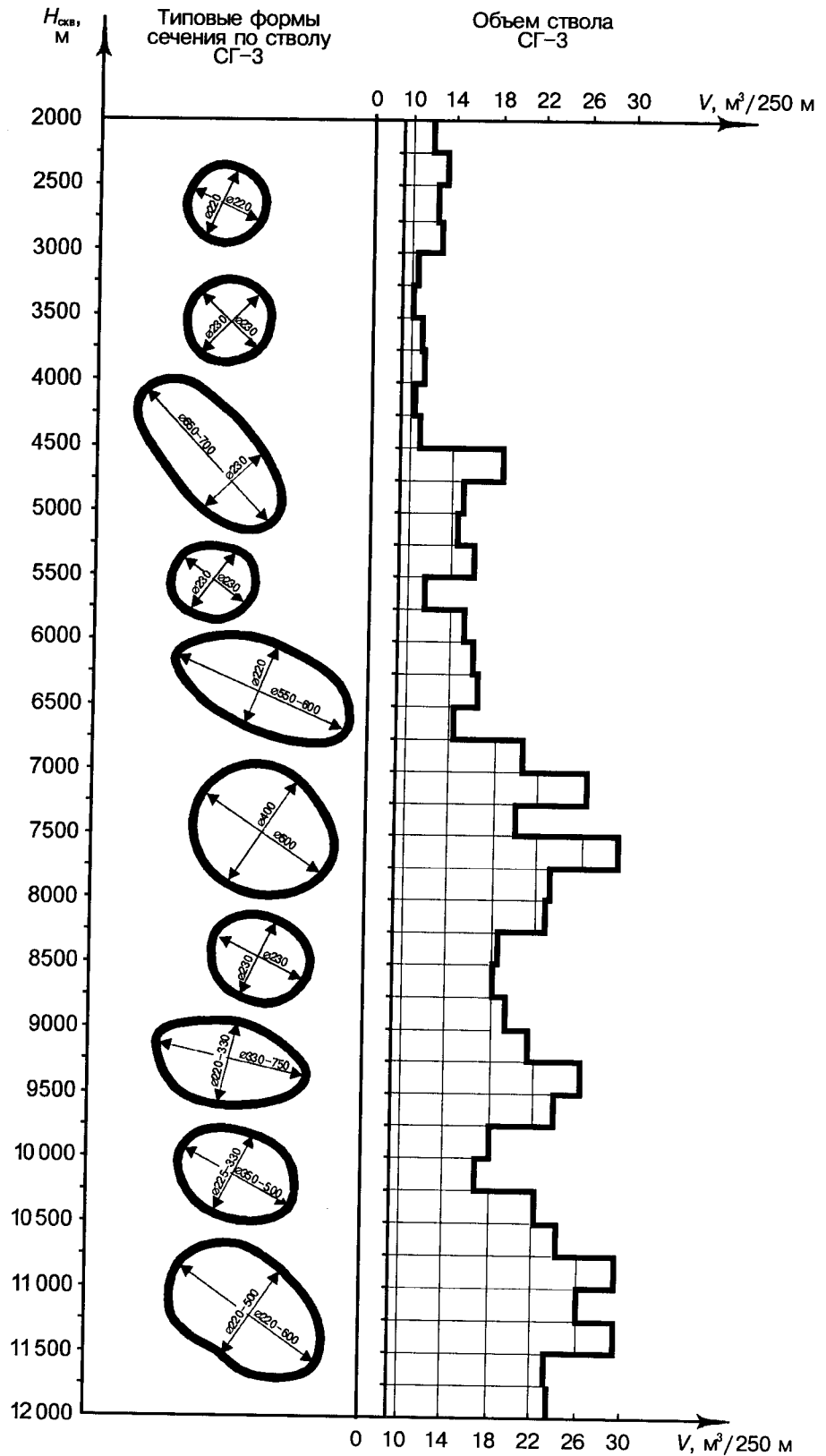


Рис. 11.1. Типовые формы сечения и объем ствола скважины СГ-3

До последнего времени существовало представление, что образование эллипсного или кавернозного ствола происходит непосредственно при вскрытии разреза в зоне работы породоразрушающего инструмента.

Поставленные в НПЦ «Кольская сверхглубокая» исследования, основанные на углубленном анализе первичных геолого-геофизических и технико-технологических материалов с целью выявления закономерностей формирования ствола, показали, что в различных интервалах процесс формирования ствола может протекать за разное, иногда на несколько порядков отличающееся время, которое зависит от множества факторов как геолого-тектонического, так и техногенного характера.

Известно, что на абсолютную величину и распределение сил сопротивления осевому перемещению и вращению бурильной колонны оказывает влияние комплекс факторов, основными из которых являются собственный вес бурильной колонны, протяженность ствола, пространственные параметры его траектории, коэффициент трения, а также величина так называемого суммарного угла охвата (Александров, 1978). При бурении скважин в кристаллических горных породах особую роль играет форма сечения ствола, во многом определяющая взаимодействие элементов бурильной колонны со стенками скважины (Басович и др., 1979).

Резкое возрастание в кавернозном стволе с эллипсной формой сечения сил сопротивления осевому перемещению и вращению бурильной колонны приводит к неопределенности изменений ее длины и нагрузки на крюке, фиксируемых на дневной поверхности, что крайне затрудняет управление процессом бурения.

Зашламованность призабойной зоны, наличие в стволе застойных кавернозных участков, в которых происходит уменьшение эффективного сечения восходящего потока промывочной жидкости и, соответственно, скопление шламового материала, также в значительной степени затрудняют управление процессом бурения по информации, фиксируемой на дневной поверхности.

Расширение протяженных интервалов ствола является сложной и длительной технологической операцией. Возможны случаи потери основного ствола, что может привести к перебурированию значительных интервалов. Не нашла подтверждения гипотеза о том, что после релаксации напряжений в околоствольном массиве в процессе расширения должен формироваться ствол с круглой формой сечения диаметром, близким к номинальному.

Важное значение с точки зрения технологии имеет также минимальный гарантированный зазор между стенками ствола скважины и компоновкой низа бурильной колонны (КНБК), бурильными замками и трубами. Для повышения эффективности мероприятий по предупреждению и ликвидации аварий и осложнений предпочтительным является максимально возможное увеличение гарантированного зазора. Таким образом, знания, накопленные при проводке СГ-3, позволили откорректи-

ровать подход к формированию конструкции сверхглубоких скважин. По сегодняшним представлениям, при отсутствии достоверной информации о геологическом строении и тектонической ситуации разреза целесообразно формировать конструкцию ствола скважины в процессе углубления, однако не унифицируя технические средства в габаритах какого-либо одного диаметра. Бурение с помощью породоразрушающего инструмента максимально возможного с точки зрения технологической целесообразности диаметра и соответствующего ему размера КНБК и закрепление пробуренного интервала обсадной колонной в случае возникновения непреодолимых осложнений может свести к минимуму негативные явления, связанные с наличием открытого ствола большой протяженности и вместе с тем обеспечить необходимые запасы по диаметру для доведения скважины до проектной глубины.

С увеличением глубины скважины чрезвычайно важно обеспечить надежную работу бурильной колонны, эксплуатирующейся зачастую в условиях экстремально нагруженно-температурного комплекса. Компоновка и весовые параметры бурильной колонны и отдельных ее секций существенно влияют на технико-экономические показатели процесса бурения, что накладывает известные ограничения на выбор материалов бурильных труб, расчетных значений их основных физико-механических характеристик и коэффициентов запаса прочности.

Ранее существовавшие методы проектирования бурильных колонн не в полной мере учитывали влияние специфических условий их работы при проводке глубоких и сверхглубоких скважин на разупрочнение материала бурильных труб и снижение их эксплуатационных характеристик, фактические значения и распределение по длине колонны сил сопротивления, изменение основных геометрических параметров труб и др. Отсутствовали систематизированные рекомендации по выбору материала и расчетных критериев работоспособности бурильных труб, эксплуатирующихся в сверхглубоких скважинах, в недостаточной мере были разработаны методы проектирования и расчета бурильных колонн, обеспечивающие оптимальную их компоновку по прочностным и весовым характеристикам, снижающие временные и энергетические затраты при проведении спускоподъемных операций (СПО).

Разнообразие технологических функций, выполняемых бурильной колонной, действующие на нее нагрузки, высокие требования, предъявляемые к ее прочности, надежности и долговечности, предполагают необходимость комплексного подхода к проблеме выбора материала для изготовления бурильных труб. Выбор физико-механических характеристик материала определяется конкретными геолого-техническими условиями бурения. Некоторые из этих характеристик, например плотность материала, оказывают непосредственное влияние на технико-экономические показатели процесса бурения,

другие, такие как модуль упругости материала, — на напряженно-деформированное состояние бурильной колонны и т. д.

Основной характеристикой, во многом определяющей технико-экономические показатели процесса проводки скважин, а также возможность достижения проектных глубин бурения, является собственный вес колонны (Файн и др., 1985).

Весовые характеристики применяемых труб и степень их облегчения в промывочной жидкости предопределяют значения нормальных напряжений растяжения в различных сечениях колонны и оказывают значительное влияние на ее эксплуатационную надежность.

При анализе перспективности применения тех или иных материалов для изготовления бурильных труб необходимо пользоваться понятием удельной прочности материала, которая представляет отношение одной из основных прочностных характеристик, например предела текучести, к собственному удельному весу материала. Удельная прочность материала имеет размерность длины и применительно к бурильной колонне характеризует предельную длину подвески одноразмерной бурильной колонны в воздухе, при которой напряжения в точке подвеса достигают предела текучести материала. При этом предельная длина подвески одноразмерной бурильной колонны определяется не только прочностью материала бурильных труб, но и разностью удельных весов материала труб и промывочной жидкости.

При сравнении бурильных труб из различных материалов по этому показателю видно, что наибольшую длину подвески имеют одноразмерные бурильные колонны из ЛБТ.

При бурении сверхглубоких скважин нижняя часть бурильной колонны длительное время эксплуатируется в зоне повышенных температур, что приводит к снижению прочностных характеристик материала бурильных труб, а следовательно, и к ограничению допустимых глубин бурения, рассчитанных по значению предела текучести материала при комнатной температуре. Это обстоятельство предопределило необходимость выбора сплавов повышенной термостойкости для использования в нижней части бурильной колонны, а также создания соответствующих методов ее расчета и эксплуатации.

Одной из основных проблем, от разрешения которой зависит успех не только бурения, но и возможность и информативность дальнейших исследований, является управление траекторией ствола скважины в пространстве. Значительное его искривление в сочетании с другими факторами, специфичными для сверхглубоких скважин, бурящихся в кристаллических породах, приводит к высоким значениям сил сопротивления осевому перемещению и вращению бурильной колонны. Это в большой мере повышает временные и энергетические затраты на проведение СПО, создает повышенные нагрузки на бурильную колонну и буровую установку,

крайне затрудняет работы по ликвидации аварий и осложнений.

В реальных горно-геологических условиях, характерных для скважин, бурящихся в кристаллических породах, с формированием кавернозного ствола эллипсного сечения, опорно-центрирующие элементы, как правило, не выполняют своего назначения. При этом ствол скважины даже при применении самых жестких компоновок имеет тенденцию к интенсивному пространственному искривлению за счет как причин геологического характера, так и из-за поперечных деформаций КНБК в кавернозных участках ствола (Вудс и др., 1960).

Отсутствие методических основ, технологии и технических средств управления пространственной траекторией стволов скважин в сложных геологических условиях привели к значительному искривлению стволов практически всех отечественных и зарубежных сверхглубоких скважин, бурившихся в кристаллических горных породах, и, как следствие, к осложнениям при бурении и невозможности доведения их до проектных глубин. Как правило, бурение этих скважин прекращалось из-за осложнений, связанных с повышенными нагрузками на бурильную колонну вследствие резкого возрастания сил сопротивления.

Исходя из изложенного, проблема исследования влияния геологических и технико-технологических факторов на изменение параметров пространственной траектории ствола и разработка методики, технологии и технических средств по управлению ими являются весьма актуальными.

Проведенный в НПЦ «Кольская сверхглубокая» многофакторный анализ и промысловые эксперименты показали, что наиболее эффективным является подход, основанный на оперативном определении тенденции начала искривления ствола и выборе КНБК, позволяющей оптимально использовать маятниковый эффект компоновки и гироскопический эффект вращающихся масс под валом забойного двигателя. При этом на изменение траектории ствола в азимутальном направлении оказывается лишь опосредованное, весьма небольшое влияние, а зенитный угол удается удержать в пределах 6–12° в зависимости от геологической и тектонической ситуации. Безусловно, успешное разрешение этой проблемы напрямую связано с разработкой принципиально новых технических средств и технологий, позволяющих осуществлять контроль за изменением траектории ствола и оперативное воздействие на процесс непосредственно во время бурения.

Важное место в общем комплексе проблем техники и технологии бурения занимают вопросы, связанные с созданием и практическим использованием многоканальных телеметрических систем контроля основных забойных режимно-технологических параметров.

При бурении СГ-3 выполнен большой объем исследований по основным направлениям разработки многоканальных телеметрических систем. Эти исследования

позволили создать оптимальные способы формирования забойных сигналов основных технологических параметров, передачу их на дневную поверхность и сформулировать требования по помехозащищенности и надежности функционирования систем в целом.

Воздействие повышенных температур в сочетании с высокими давлениями на измерительные устройства, находящиеся в призабойной зоне скважины, резко ограничивает возможности использования электроники для измерения забойных параметров и передачи информации на поверхность.

Анализ функционирования существующих телеметрических систем показывает, что глубина, в пределах которой возможно применение электрических методов измерения, при современном уровне развития техники ограничивается 6–7 тыс. м.

В этой связи, на наш взгляд, для условий сверхглубокого бурения наиболее перспективны телеметрические системы, использующие гидромеханические принципы получения полезного сигнала и передачу его на дневную поверхность в виде импульсов давления по гидравлической линии связи в среде промывочной жидкости (Басович и др., 1995).

Существующие модели оптимального управления процессом бурения предусматривают регулирование скорости подачи инструмента на забой скважины по двум основным режимным параметрам: частоте вращения породоразрушающего инструмента и осевой нагрузке на него. Кроме того, чрезвычайно важно иметь информацию о текущем значении зенитного угла искривления в призабойной зоне скважины и возможность получения сигнала в момент превышения его заданного допустимого значения.

Исходя из изложенного, для повышения надежности контроля основных забойных режимно-технологических параметров и минимизации материальных затрат необходимо и достаточно в многоканальных телеметрических системах использовать три измерительных канала, позволяющих осуществлять постоянную передачу на дневную поверхность информации о частоте вращения породоразрушающего инструмента и осевой нагрузке на него, а также сигнала о превышении заданного допустимого значения зенитного угла ствола скважины.

Крайне желательна также установка автономного индикатора, позволяющего фиксировать изменение зенитного угла в призабойной зоне скважины.

Одной из наиболее важных и трудноразрешимых проблем при бурении скважин в сложных горно-геологических условиях являются сопутствующие этому процессу осложнения и аварийные ситуации.

Анализ материалов показывает, что около 80% осложнений связано с заклиниванием породоразрушающего инструмента и элементов КНБК в процессе бурения. Это связано как с малоэффективной очисткой призабойной зоны, так и с периодическими обрушениями ствола

в результате механического и гидродинамического воздействий.

Действующие силы сопротивления создают экстремальные условия нагружения бурильной колонны, в связи с чем в процессе ликвидации такого рода осложнений на бурильную колонну воздействует экстремальный нагрузочный комплекс, приводящий иногда к нарушению ее целостности. В этом случае происходит почти мгновенное высвобождение гигантской потенциальной энергии упругой деформации ЛБТ, которое приводит не только к массовым обрушениям стенок устья скважины в зоне ее воздействия, но и к потере устойчивости аварийной части бурильной колонны. Верхние трубы, как правило, значительно отклоняются в сторону, что делает проблематичным даже возможность соединения с ними ловильного инструмента.

Ликвидации такого рода осложнений связаны либо с необходимостью зарезки обходного ствола и перебуривания значительных интервалов, либо с применением сложных технологий и технических средств, позволяющих извлечь на дневную поверхность нарушенную часть аварийного объекта.

Обобщение и статистический анализ больших массивов информации позволили сформулировать некоторые общие положения, на основе которых могут приниматься наиболее эффективные технологические решения по тактике и стратегии предупреждения и ликвидации подобных осложнений.

## **11.2. Конструкция скважины и технология ее крепления**

### **11.2.1. Конструкция скважины**

При бурении сверхглубоких скважин с научными целями в кристаллических горных породах конструкция скважины проектируется в соответствии с концепцией бурения опережающим стволом. При этом задается минимально необходимый для проведения долговременных исследований конечный типоразмер обсадной колонны и максимально возможный по соображениям экономической эффективности и технологической целесообразности начальный диаметр породоразрушающего инструмента (Бердичевский, 1993). На рис. 11.2 приведены проектная и фактическая конструкции СГ-3.

Метод бурения опережающим стволом предопределяет большую длину спускаемых обсадных колонн, необходимость закачивания значительных объемов тампонирующего раствора и продавочной жидкости. Как правило, возникает необходимость секционного спуска обсадных колонн, что является достаточно сложной технологической операцией. При этом для обеспечения точной стыковки секций необходимо вести расчет температурного и упругого удлинения бурильной и обсадной колонн. Для корректного расчета этих величин необходимо учитывать динамику изменения температурного поля в сква-

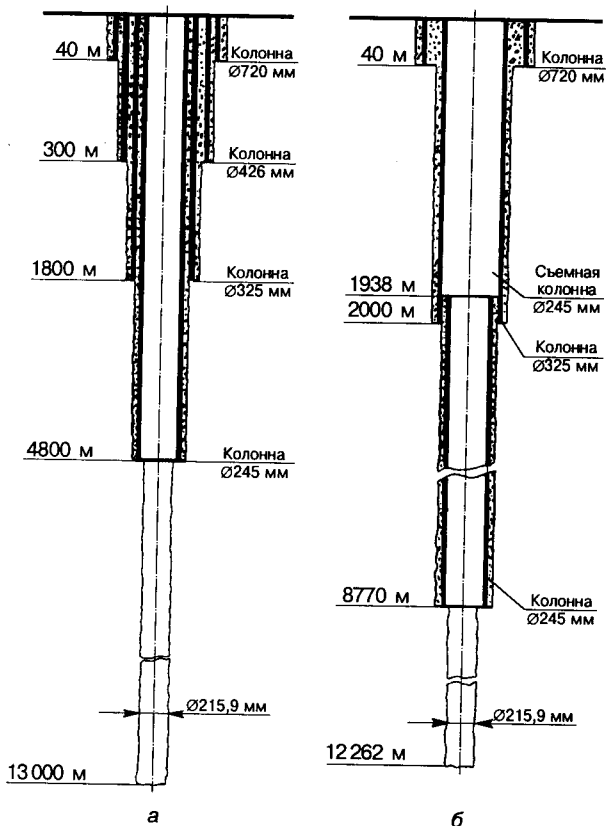


Рис. 11.2. Проектная (а) и фактическая (б) конструкции ствола скважины СГ-3

жине в процессе спуска и цементирования обсадной колонны. Необходимо также учитывать значительные осевые усилия, возникающие из-за разницы плотностей цементного и бурового растворов, а также динамику изменения длин бурильной и обсадной колонн в процессе спуска, закачивания цементного раствора, продажной и буферной жидкостей и ожидания затвердения цементного раствора (ОЗЦ).

### 11.2.2. Технология спуска и крепления обсадных колонн на больших глубинах

К моменту принятия решения о спуске обсадной колонны диаметром 245 мм на глубину 8–9 тыс. м протяженность открытого ствола СГ-3 диаметром 215 мм (по номиналу) достигла более 10000 м. Вскрыты четыре активные тектонические зоны, к которым приурочены основные осложнения, в интервалах 2700–2800; 4500–4680; 4800–5020 и 6370–6500 м. Большие значения сил сопротивления осевому перемещению и вращению бурильной колонны также были одним из негативных факторов, значительно затруднивших дальнейшее углубление скважины. Высокие термобарические условия в стволе, сложная его конфигурация, наличие большого количества шлама в кавернах, значительный вес спускае-

мой обсадной колонны и большой объем скважины, подлежащий цементированию, определили необходимость решения ряда технологических проблем (Хахаев и др., 1990):

спуск обсадной колонны до забоя и обеспечение надежной стыковки секций;

компенсация осевых перемещений секций обсадной колонны под влиянием температурных колебаний, возникающих при циклических промывках скважины в процессе дальнейшего углубления;

обеспечение высокого качества крепи.

В результате анализа геолого-геофизической информации по стволу скважины решено было обсадную колонну спустить до глубины 8770 м. Подготовка ствола к спуску колонны заключалась в его шаблонировке компоновкой низа бурильной колонны жесткостью  $EJ$ , превышающей жесткость спускаемой обсадной колонны.

Спуск обсадной колонны осуществлялся четырьмя секциями. Вес каждой секции и интервал их спуска приведены в табл. 11.1.

Таблица 11.1

Вес секций обсадной колонны и объемы ствола, подлежащие цементированию

Секция	Интервал спуска, м	Вес секций, кН		Объем ствола в цементируемом интервале, м <sup>3</sup>
		в воздухе	в буровом растворе	
1	8770–6650	1482	1274	343,7
2	6650–4300	1643	1412	240,0
3	4300–1950	1643	1412	184,4
4	1950–0	1363	1172	—
Всего	8770–0	6131	5270	768,0

Длина секций определялась исходя из необходимости обеспечения прочности бурильной колонны, на которой производился спуск, грузоподъемности устройства для спуска и отсоединения бурильных труб (1500 кН), конфигурации ствола.

Места стыковок секций выбирались с таким расчетом, чтобы они находились в зоне, где ствол скважины приближен к номинальным размерам.

Верхний участок обсадной колонны наиболее подвержен изнашиванию в процессе СПО, поэтому верхняя секция колонны не цементировалась.

Для компенсации температурного удлинения обсадных труб верхней секции использовалось специальное телескопическое устройство, которое позволяло по мере изнашивания труб производить поворот секции или полную ее замену в случае необходимости.

Для выбора режимов тампонажных работ и определения коэффициента вытеснения промывочной жидкости из затрубного пространства проведены специальные

экспериментальные работы, позволившие установить значения коэффициента вытеснения в пределах 0,7–0,8. Как показали результаты фактического цементирования, коэффициент замещения составил 0,7–0,75.

В условиях значительного изменения температур по длине секций обсадной колонны необходимо было обеспечить формирование равнопрочного цементного камня, состоящего из термодинамически устойчивых минералов, способных сохранить свою целостность при дальнейшем углублении скважины в условиях циклических изменений напряженного состояния крепи.

В соответствии с этим Актюбинским отделением КазНИГРИ произведен подбор тампонажного материала, обладающего высокими прочностными характеристиками и седиментационной стойкостью, хорошей прокачиваемостью.

Тампонажный материал представляет из себя цементно-зольную смесь состава 40:60 и 60:40, позволяющую приготовить тампонирующий раствор плотностью 1560–1600 кг/м<sup>3</sup>. При твердении этот раствор расширяется на 1–2,5% в зависимости от температуры в скважине.

Применение тампонирующей смеси, активированной с помощью дезинтегратора, позволило добиться практически нулевой седиментации, снизить пластическую вязкость тампонирующего раствора по сравнению с порландцементом почти в 2 раза, получить цементный камень с прочностью на изгиб до 7 МПа. Эти данные подтвердились после изучения образцов, отобранных при разбуривании цементных мостов в обсадной колонне.

Открытие циркуляционных отверстий в подвесном устройстве ЦСП-245 конструкции ВНИКРнефть, примененном при спуске первой секции обсадной колонны, осуществлялось вращением бурильных труб.

Для спуска второй и третьей секций было отдано предпочтение устройству РСР-245 конструкции УкрНИГРИ, не требующее для разъединения вращения бурильной колонны. Подвеска секции обсадных труб в этом устройстве выполнена на клиновых сегментах, а разъединение обсадных и бурильных труб происходит при подаче бурильной колонны вниз до снятия растягивающего осевого усилия, действующего на соединение под весом секции.

В процессе цементирования облегчение секций превышало 300 кН, а сокращение упругого удлинения бурильной колонны составляло 3 м. Специально разработанное разбуриваемое устройство удерживало секции в состыкованном состоянии в течение всего процесса цементирования.

Используемые при спуске обсадной колонны ЛБТ имеют пониженный по сравнению со стальными бурильными трубами (СБТ) модуль упругости и повышенный коэффициент термического расширения. Совместное воздействие на бурильную колонну веса спускаемой секции обсадных труб и реального температурного поля скважины привело к общему упругому ее удлинению на 31 м.

Для контроля процесса цементирования разработан и изготовлен комплекс приборов, позволяющий в реальном масштабе времени фиксировать производительность насосов, суммарный объем закачанной жидкости, давление в нагнетательной системе, объем жидкости, выходящей из скважины.

Результаты спуска секций обсадной колонны показали хорошую сходимости фактических и расчетных данных. Интервал стыковки секций, который контролировался по росту давления при циркуляции бурового раствора, фактически отличался от расчетного на 0,3–0,4 м.

В результате осуществления описанной технологии удалось впервые в мире осуществить крепление скважины тяжелой обсадной колонной на большую глубину.

### 11.2.3. Методика оценки долговечности обсадных колонн

Как известно, износ обсадных колонн тесно связан с энергетическими затратами на СПО. В свою очередь, работа сил трения, определяющая интенсивность изнашивания обсадных колонн, зависит от прижимающих усилий и коэффициента трения при взаимодействии элементов бурильной колонны с внутренней поверхностью обсадных труб.

Прижимающие усилия, с которыми бурильная колонна взаимодействует с обсадной колонной, во многом определяются пространственным положением последней в кавернозном стволе скважины.

Знание прижимающих нагрузок в различных сечениях бурильной колонны, фактического коэффициента трения в контакте обсадной и бурильной колонн в среде бурового раствора и площади этого контакта позволяют установить интенсивность изнашивания обсадной колонны и оценить ее долговечность.

Для оценки прижимающих нагрузок бурильной колонны на стенки скважины и внутреннюю поверхность обсадной колонны весь ствол в соответствии с данными инклинометрии разбивают на  $i$  участков, выделяя среди них выпуклые, вогнутые и линейные. Оценка прижимающих нагрузок производится снизу вверх ( $i = 1, \dots, 0$ ). Для каждого выделенного участка при экстремальном нагружении бурильной колонны в процессе отрыва ее от забоя вычисляются следующие параметры (Александров, 1982):

приращение зенитного  $\alpha_i$  и азимутального  $\varphi_i$  углов; прижимающая сила от веса труб

$$P_{qi} = q_k l_i \left( 1 - \frac{\gamma_{ж}}{\gamma_m} \right) \sin \alpha_{cp}, \quad (11.1)$$

где  $q_k$  — вес погонного метра труб в секции  $k$ ;

$l_i$  — длина участка;

$\gamma_{ж}$ ,  $\gamma_m$  — удельный вес жидкости и металла соответственно;

Полная прижимающая сила

$$P_i = \begin{cases} P_{\text{вог}} = \sqrt{P_{pi}^2 - \frac{2}{A} P_{pi} P_{qi} + P_{qi}^2} & \text{при } \alpha_i < 0; \\ P_{\text{вып}} = \sqrt{P_{pi}^2 + \frac{2}{A} P_{pi} P_{qi} + P_{qi}^2} & \text{при } \alpha_i > 0; \\ P_{\text{нак}} = \sqrt{P_{pi}^2 + P_{qi}^2} & \text{при } \alpha_i = 0, \end{cases} \quad (11.2)$$

где  $P_{pi}$  — прижимающая сила от натяжения колонны;  $P_{\text{вог}}$ ,  $P_{\text{вып}}$ ,  $P_{\text{нак}}$ ,  $P_{qi}$  — прижимающая сила соответственно на вогнутом, выпуклом, прямолинейном наклонном участках ствола и от составляющей веса;

прирост сил сопротивления

$$\Delta F_{ni} = \mu P_i, \quad (11.3)$$

где  $\mu$  — коэффициент сопротивления на  $i$ -м участке.

По приведенной методике проводится расчет прижимающих нагрузок для каждого из выделенных участков, начиная от забоя и заканчивая устьем скважины.

Для оценки долговечности обсадной колонны необходимо знать работу сил трения (сопротивления) по участкам обсадной колонны в процессе СПО и корреляционную зависимость между работой и износом. Последнюю можно установить путем статистической обработки результатов скважинных исследований износа обсадной колонны или стендовых испытаний. Работа сил трения зависит от фактического распределения сил сопротивления по длине бурильной колонны в процессе СПО инструмента.

В общем виде работа сил трения  $W_{ij}$  на  $i$ -м участке обсадной колонны при СПО бурильной колонны определяется:

приращением зенитного  $\Delta\alpha_i$  и азимутального  $\Delta\varphi_i$  углов:

$$\Delta\alpha_i = \alpha_i - \alpha_{i-1}; \alpha_0 = \alpha_i; \Delta\varphi_i = \varphi_i - \varphi_{i-1}; \varphi_0 = \varphi_i; \quad (11.4)$$

средним зенитным углом на участке:

$$\alpha_{\text{ср}} = \frac{\alpha_i + \alpha_{i-1}}{2}; \quad (11.5)$$

специальным параметром  $A_i$ , характеризующим пространственное положение участка:

$$A_i = \sqrt{1 + \left( \frac{\Delta\varphi_i}{\Delta\alpha_i} \sin\alpha_{\text{ср}} \right)^2}; \quad (11.6)$$

углом охвата:

$$\begin{aligned} \Delta\Psi_i &= A_i(\Delta\alpha_i) \text{ при } \alpha_i \neq 0; \\ \Delta\Psi_i &= \Delta\varphi_i \cos\alpha_{\text{ср}} \text{ при } \alpha_i = 0; \end{aligned} \quad (11.7)$$

приращением собственного веса  $B_i$  колонны на длине участка:

$$B_i = q_k l_i \left( 1 - \frac{\gamma_{\text{ж}}}{\gamma_{\text{м}}} \right) \cos\alpha_{\text{ср}} \quad (11.8)$$

(в случае, если на рассматриваемом участке находится КНБК или ее часть, то вычисляется эквивалент значений  $q_k$  и  $\gamma_{\text{м}}$ );

силой натяжения  $G_{ni}$  бурильной колонны в верхнем сечении  $i$ -го участка (касательная к профилю ствола) с учетом собственного веса нижележащей части колонны и действующих сил сопротивления:

$$G_{ni} = G_{n(i-1)} + B_i + \Delta G_{ni}; G_{n0} = 0, \quad (11.9)$$

где  $\Delta G_{ni}$  — дополнительная сила, необходимая для отрыва колонны от зашламованного забоя;

прижимающей силой от натяжения колонны:

$$P_{pi} = \left( G_{ni} + \frac{B_i}{2} \right) \frac{\Delta\varphi_i}{57,3}. \quad (11.10)$$

Работа сил сопротивления

$$W_{ij} = \left| \Delta F'_{nij} \right| l_i + \left| \Delta F''_{nij} \right| l_i, \quad (11.11)$$

где  $\Delta F'_{nij} = \mu P'_{ij}$  и  $\Delta F''_{nij} = \mu P''_{ij}$ ;

$F'_{ij}$  и  $F''_{ij}$  — силы сопротивления на участке обсадной колонны при подъеме и спуске бурильной колонны соответственно;

$P'_{ij}$  и  $P''_{ij}$  — соответствующие прижимающие нагрузки;  $\mu$  — коэффициент трения в паре обсадная — бурильная колонны в среде бурового раствора.

Полная работа сил сопротивления при прохождении бурильной колонны обсаженной части ствола скважины может быть рассчитана по формуле

$$W_{\text{о.к}} = \sum_{j=1}^i \sum_{i_n}^{i_b} W_{ij}, \quad (11.12)$$

где  $i_b$  — номер участка в районе головы обсадной колонны;

$i_n$  — номер участка в районе башмака обсадной колонны.

Полная работа сил сопротивления за один рейс без учета работы сил трения в процессе бурения

$$W_{ij} = l_i \left| \Delta F'_{nij} + \Delta F''_{nij} \right|. \quad (11.13)$$

Зависимости (11.11), (11.12) и (11.13) оценивают работу сил сопротивления в общем виде и являются методической основой для аналитической оценки долговечности обсадной колонны.

Имея распределение сил сопротивления по длине бурильной колонны при СПО инструмента (Басович, 1983) и корреляционную зависимость между работой сил трения и износом, можно по приведенной методике с достаточной достоверностью оценить долговечность обсадной колонны.

### 11.3. Бурильная колонна

#### 11.3.1. Нагружение бурильной колонны

Для повышения эксплуатационной надежности бурильной колонны чрезвычайно важно знать истинные значения действующих нагрузок в расчетных сечениях. Это позволяет обоснованно осуществлять ее компонов-

у и снизить вероятность возникновения аварийных ситуаций при нагрузках, превышающих допустимый условиями эксплуатации уровень.

Обычно при расчете бурильных колонн учитываются дополнительные нагрузки, возникающие из-за сил трения в контакте бурильной колонны со скважиной. Вместе с тем специфические условия бурения сверхглубоких скважин в кристаллических горных породах требуют учета и сил сопротивления, определяемых заклинивающим эффектом, возникающим при движении колонны в стволе эллипсного сечения и на искривленных интервалах ствола (Басович и др., 1979).

Экспериментальные исследования в стволе СГ-3 при глубине более 12 000 м показали, что силы сопротивления достигали 60% собственного веса бурильной колонны и более (Басович и др., 1983).

Силы трения  $F_{тр}$  составляют около 35% суммарных сил сопротивления и в основном зависят от уровня прижимающих нагрузок  $P_{пр}$  и коэффициента трения элементов бурильной колонны о стенки скважины  $f_{тр}$ :

$$F_{тр} = f_{тр} P_{пр} \quad (11.14)$$

В условиях большого объема циркулирующей в скважине промывочной жидкости, значительного содержания в ней твердой фазы и несовершенства наземной системы очистки заметное снижение коэффициента трения за счет повышения смазочной способности бурового раствора является весьма проблематичным. Даже в случаях, когда путем соответствующих обработок удавалось снизить коэффициент трения до 0,25–0,30, силы сопротивления, зависящие от сил трения, достигали 520–550 кН, что составляло 28–35% собственного веса бурильной колонны в промывочной жидкости. Вследствие этого для снижения сил сопротивления, определяемых действием сил трения, необходимо, в первую очередь, максимально уменьшить радиальные прижимающие нагрузки за счет снижения собственного веса бурильной колонны.

Наименее изучено влияние на формирование сил сопротивления кавернозного ствола эллипсного сечения. Исследования, проведенные в СГ-3, показали, что большая ось эллипса в основном совпадает с направлением азимутального искривления. При этом прижимающая нагрузка  $P_{пр}$ , определяемая как функция собственного веса бурильной колонны, раскладывается на две составляющие по месту контакта элемента колонны со стенкой скважины (Басович и др., 1979). В результате возникают боковые силы, создающие заклинивающий эффект, который формирует дополнительные силы сопротивления  $F_{\phi}$  движению бурильной колонны (рис. 11.3). При этом

$$F_{\phi} = K_{\phi} P_{пр} = \frac{P_{пр}}{\cos \beta}, \quad (11.15)$$

где  $K_{\phi}$  — коэффициент, учитывающий форму сечения ствола;

$\beta$  — половина угла охвата бурильного инструмента в сечении ствола.

Экспериментально установлено, что силы сопротивления, связанные с заклинивающим эффектом при движении колонны в эллипсном сечении ствола, достигали 31% суммарных сил сопротивления и составляли 450–460 кН при длине открытого ствола более 10 000 м.

Уменьшение уровня сил сопротивления, определяемых формой сечения ствола, возможно при снижении радиальных прижимающих нагрузок за счет уменьшения собственного веса бурильной колонны и уменьшения угла охвата бурильного инструмента в сечениях ствола.

Первое направление является предпочтительным, так как уменьшение угла охвата бурильного инструмента в сечениях ствола возможно лишь при специальных работах соответствующих интервалов ствола, что является сложной технологической операцией и требует дополнительных временных и материальных затрат.

Влияние пространственного искривления ствола скважины на формирование сил сопротивления  $F_{\phi}$  определяется суммарным углом охвата инструмента по длине ствола и зависит от прижимающих нагрузок на отдельных участках ствола и параметров его пространственной траектории. На уровень сил сопротивления негативное влияние оказывают участки ствола с интенсивными изменениями пространственной траектории (Александров, 1982).

Дополнительная прижимающая нагрузка к стенке скважины  $P_{пр}$ , формирующая силы сопротивления при движении колонны в искривленном стволе скважины, может быть определена из выражения

$$P_{пр} = kqr, \quad (11.16)$$

где  $k$  — безразмерный коэффициент, характеризующий период следования искривленных участков ствола ( $k = 1+5$ );

$q$  — вес единицы длины бурильной колонны в буровом растворе;

$r$  — условная величина, обратная радиусу искривления ствола на рассматриваемом участке ( $r = 1/R$ ).

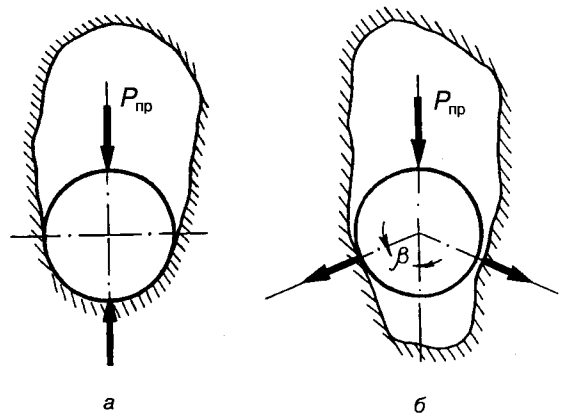


Рис. 11.3. Схема распределения прижимающей нагрузки  $P_{пр}$  в стволе эллипсного сечения:

а —  $\beta = 0$ ,  $K_{\phi} = 1$ ; б —  $\beta = 70+80^\circ$ ,  $K_{\phi} = 2,2+2,5$

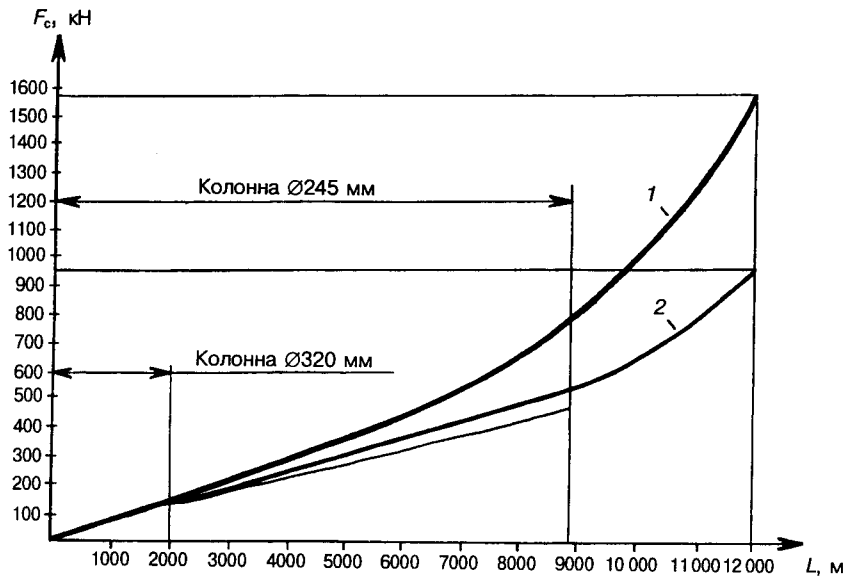


Рис. 11.4. Распределение сил сопротивления  $F_c$  по длине  $L$  буровой колонны при ее подъеме до (1) и после (2) спуска обсадной колонны

Для снижения сил сопротивления, определяемых пространственным искривлением ствола скважины, необходимо стремиться максимально уменьшить число участков интенсивного набора и снижения кривизны как в зенитном, так и в азимутальном направлениях и вес единицы длины буровой колонны.

Правомерность такого подхода к оценке сил сопротивления подтверждает сравнение сил сопротивления по длине буровой колонны при ее подъеме в двух стволах СГ-3, приведенное на рис. 11.4.

В I стволе скважины, который имел глубину 12 066 м, обсадную колонну, спущенную до 2000 м, и открытый ствол в интервале 2000–12 066 м, силы сопротивления достигали максимального значения и при экстремальном нагружении буровой колонны в процессе отрыва от забоя составляли 1560 кН. В интервале 0–2000 м распределение сил сопротивления имело линейный характер и зависело только от сил трения  $F_{тр}$ , поскольку на этом участке скважина вертикальна и обсажена колонной, т.е. отсутствуют составляющие  $F_\phi$  и  $F_n$ .

В интервале 2000–5500 м распределение сил сопротивления близко к линейному. Это объясняется сравнительно небольшим влиянием составляющих  $F_\phi$  и  $F_n$ , так как из-за большого числа СПО поверхность лежачей стенки скважины была обработана замками труб, угол охвата инструмента имел минимальное значение, а искривление ствола на этом участке не превышало 3–4°. В интервале 5500–12 066 м распределение сил сопротивления изменилось и приняло параболический вид с максимальным приращением в призабойной зоне. На этом интервале ствола в формировании сил сопротивления участвовали все три составляющие:  $F_{тр}$ ,  $F_\phi$  и  $F_n$ . Так как на всем интервале ствол кавернозный с эллипсной формой сечения, а зенитный угол искривления в призабойной зоне

превышал 25°, основную долю в силах сопротивления составляли  $F_\phi$  и  $F_n$ .

В II стволе глубиной 12 262 м (см. рис. 11.4) после расширения и крепления его колонной диаметром 245 мм до глубины 8770 м распределение сил сопротивления по длине ствола претерпело существенные изменения.

Интервал ствола, в котором распределение сил линейно, увеличился с 2000 до 8770 м, что совпадает с интервалом, перекрытым обсадной колонной, где отсутствует составляющая  $F_\phi$ .

Интенсивность приращения сил сопротивления на этом участке несколько выше по сравнению с первым стволом, что можно объяснить влиянием пространственного расположения обсадной колонны.

В интервале открытого ствола 8770–12 262 м, где силы сопротивления формируют все три составляющие ( $F_{тр}$ ,  $F_\phi$  и  $F_n$ ) распределение сил сопротивления характеризуется, как и в первом стволе, параболической зависимостью с максимальным темпом роста в призабойной зоне. Крепление ствола скважины обсадной колонной снизило суммарное значение сил сопротивления на 600 кН. Их абсолютное значение составило 960 кН при сопоставимых глубинах стволов.

Анализ изменений распределения сил сопротивления в двух стволах скважины СГ-3 доказал правомерность предложенного нами подхода по оценке влияния составляющих  $F_{тр}$ ,  $F_\phi$  и  $F_n$  на формирование суммарных сил сопротивления, действующих на буровую колонну. Учет фактических нагрузок, действующих по всей длине колонны, позволил более обоснованно производить расчет буровой колонны, что повысило ее эксплуатационную надежность.

Предложенная методика сложна для практической реализации из-за отсутствия достоверных данных о реальных

значениях коэффициента трения в паре колонна — ствол скважины, угла охвата колонны в сечении ствола и параметров пространственного положения ствола скважины.

Вследствие этого для построения зависимости распределения сил сопротивления по глубине скважины и их учета при оценке напряженного состояния бурильной колонны нами разработан метод так называемой «протяжки» бурильной колонны при ее подъеме.

Суть метода заключается в следующем. Пусть  $F_{L1}, F_{L2}, \dots, F_{Ln}$  — замеренные силы сопротивления по показаниям нагрузки на крюке при различной длине колонны (при подъеме первой, второй, третьей и т.д. свечей).

Силы сопротивления при глубине  $L$

$$F_i = \frac{G_{L_{кр}} - G_{т.с}}{\eta_{т.с}^n} - P_{L_p}, \quad (11.17)$$

где  $G_{L_{кр}}$  — нагрузка на крюке по показаниям индикатора веса;

$G_{т.с}$  — вес талевого системы;

$\eta_{т.с}^n$  — КПД талевого системы при подъеме;

$P_{L_p}$  — расчетный вес поднимаемой колонны с учетом ее облегчения в промывочной жидкости.

Тогда в интервале скважины между первым и вторым замерами будет следующее приращение сил сопротивления:

$$\begin{aligned} \Delta F_1 = F_{L1} - F_{L2} = & \left( \frac{G_{L1_{кр}} - G_{т.с}}{\eta_{т.с}^n} - P_{L1_p} \right) - \\ & - \left( \frac{G_{L2_{кр}} - G_{т.с}}{\eta_{т.с}^n} - P_{L2_p} \right) = \frac{G_{L1_{кр}} - G_{L2_{кр}}}{\eta_{т.с}^n} - \\ & - (P_{L1_p} - P_{L2_p}). \end{aligned} \quad (11.18)$$

На последующих интервалах:

$$\begin{aligned} \Delta F_2 = & \frac{G_{L2_{кр}} - G_{L3_{кр}}}{\eta_{т.с}^n} - (P_{L2_p} - P_{L3_p}); \\ \Delta F_n = & \frac{G_{L_{кр}} - G_{L_{(n+1)_{кр}}}}{\eta_{т.с}^n} - (P_{L_{np}} - P_{L_{(n+1)p}}). \end{aligned} \quad (11.19)$$

По приращению сил сопротивления на каждом шаге замера строят график их распределения по длине всей колонны, который используют при оценке напряженного состояния в различных сечениях бурильной колонны. Точность получения зависимости распределения сил сопротивления тем выше, чем меньше шаг замеров.

### 11.3.2. Особенности проектирования бурильных колонн из ЛБТ

Бурение глубоких и сверхглубоких скважин характеризуется специфическими условиями работы бурильной колонны, в значительной мере влияющими на эксплуатационные характеристики бурильных труб и их соедине-

ний, а следовательно, на их прочность и надежность. Верхние секции бурильной колонны воспринимают значительные статические растягивающие и крутящие нагрузки, создаваемые собственным весом колонны и силами сопротивления при ее осевом перемещении и вращении. По мере приближения к забою абсолютные значения статических нагрузок заметно снижаются, однако при этом возрастает доля переменных изгибающих нагрузок. Работа нижних секций бурильной колонны дополнительно осложняется их длительной эксплуатацией при повышенной температуре (Файн и др., 1985).

В общем случае распределение температурных, силовых и временных составляющих нагрузочного комплекса по длине бурильной колонны неравномерно и определяется сочетанием геолого-технических и режимно-технологических параметров, что необходимо учитывать при проектировании и эксплуатации бурильной колонны.

Для проектирования и эксплуатации бурильных труб и скомпонованных из них бурильных колонн необходима исходная информация о физико-механических характеристиках материалов, из которых они изготовлены, а также данные о конструкционной прочности труб и их соединений в условиях воздействия температурно-нагрузочного комплекса, близкого к реально действующему на бурильную колонну в процессе ее эксплуатации.

Уровень физико-механических характеристик трубных заготовок определяется не только их составом, но и существенно зависит от технологии изготовления и последующей обработки изделий из них. Физико-механические характеристики изделий из алюминиевых сплавов являются сложной функцией температурно-нагрузочного комплекса и времени его воздействия на них в процессе эксплуатации.

Крайне важна также и роль конструкционных факторов, связанных с геометрией и абсолютными размерами труб, уровнем и распределением остаточных напряжений, анизотропией прочностных и пластических свойств, наличием концентраторов напряжений и т.д.

Для проектирования, расчета и эксплуатации бурильных колонн на основе анализа нагрузочного и температурно-временного комплекса, воздействующего на бурильные трубы в процессе эксплуатации в разнообразных геолого-технических условиях бурения, разработаны соответствующие методики и проведен комплекс лабораторных и стендовых исследований (Файн и др., 1990).

Это дало возможность выбрать три алюминиевых сплава, наиболее приемлемых для изготовления бурильных труб: Д16Т, АК4-1Т1 и 1953Т1. Эти сплавы не только удовлетворяют требованиям эксплуатации в условиях бурения, но и достаточно технологичны, что позволило организовать серийный выпуск труб с переменным по длине поперечным сечением (Файн и др., 1985).

Результаты лабораторных, стендовых и промысловых исследований позволили обосновать выбор оптимальных областей применения и установить расчетные парамет-

ры труб из этих сплавов. В табл. 11.2 приведены физико-механические характеристики материалов ЛБТ при нормальной температуре испытаний.

Таблица 11.2

**Физико-механические характеристики материалов ЛБТ при температуре 20°C**

Сплав	Предел текучести, МПа, не менее	Предел прочности, МПа, не менее	Относительное удлинение, %
Д16Т	330	470	12–16
АК4-1Т1	345	450	9–11
1953Т1	490	540	7–9

Уровень физико-механических характеристик алюминиевых сплавов существенно зависит от температурно-силовых условий нагружения и времени его воздействия.

Исследования по определению влияния повышенной температуры и времени выдержки показали, что особенно чувствительны к высоким температурам ЛБТ из высокопрочного сплава 1953Т1.

При температурах выше 110°C запас пластичности этого сплава, в значительной мере характеризующий способность изделия сопротивляться хрупкому разрушению, крайне низок.

Рекомендовано использовать ЛБТ из сплава 1953Т1 в верхней части бурильной колонны, где его высокие механические свойства при температурах ниже 110°C обеспечивают восприятие трубами наибольших статических нагрузок. Трубы из сплава Д16Т, имеющие наибольший резерв пластичности по сравнению с другими исследованными сплавами, рационально применять при бурении глубоких и сверхглубоких скважин в температурном интервале 110–160°C, а при температуре эксплуатации свыше 160°C необходимо применять ЛБТ из сплава АК4-1Т1.

Для определения критических температур, под воздействием которых возникает опасность разрушения труб в процессе эксплуатации при напряжениях ниже условного предела текучести материала, исследовались образцы из натуральных ЛБТ, в которых создавались нормальные напряжения, составляющие 0,7–1,2 предела текучести соответствующего сплава, определенного при температуре испытаний с выдержкой при этой температуре 500 ч.

Анализ построенных на основе испытаний кривых ползучести показал, что за период установившейся ползучести материал труб накапливает около 1% пластических деформаций. При принятой временной базе эксплуатации ЛБТ в условиях повышенных температур 500 ч установлено, что при достижении скорости ползучести выше 0,002%/ч существует опасность разрушения трубы, даже если напряжения меньше условного предела текучести материала при данной температуре. Из этого следует, что при эксплуатации ЛБТ из сплава Д16Т при температуре выше 140°C, а из сплава АК4-1Т1 — выше 160°C их следует рассчитывать на длительную прочность.

Комплекс экспериментальных исследований и многолетний опыт эксплуатации ЛБТ позволили разработать рекомендации по выбору расчетных параметров для всего допустимого температурного диапазона их применения. Поскольку сплавы, из которых изготавливаются ЛБТ, относятся к дисперсно-упрочняемым материалам, и температурный интервал их эксплуатации частично совпадает с температурными диапазонами структурных превращений в материале труб, для прочностного расчета ЛБТ необходим обоснованный выбор основного расчетного параметра, определяющего несущую способность труб в процессе эксплуатации.

Проведенный анализ показал, что можно выделить три основные температурные зоны эксплуатации ЛБТ. В первой зоне их механические характеристики достаточно стабильны, а за расчетный прочностный показатель следует принимать традиционно используемый при расчете бурильных колонн показатель — предел текучести материала при температуре 20°C. С ростом температуры эксплуатации прочностные свойства материала заметно снижаются, причем это снижение зависит и от времени эксплуатации. В этой зоне в качестве основного расчетного параметра следует использовать предел текучести материала, определяемый при температуре эксплуатации после выдержки при этой температуре в течение 500 ч. Временная база (500 ч) выбрана с учетом возможности длительного нахождения бурильной колонны в стволе скважины при возникновении аварийной ситуации. В случае превышения некоторой критической температуры в материале ЛБТ под воздействием приложенного комплекса нагрузок накапливаются пластические деформации и происходят структурные изменения, приводящие через определенный период времени к разрушению труб при нагрузках, значительно более низких по сравнению с рассчитанными по пределу текучести при этой же температуре. В этой температурной зоне эксплуатации ЛБТ в качестве расчетного параметра необходимо использовать предел длительной прочности материала.

В табл. 11.3 приведены расчетные параметры ЛБТ, выбираемые для проектирования секций бурильной колонны, эксплуатирующихся в различных температурных интервалах в зависимости от марки применяемого сплава.

Таблица 11.3

**Расчетные параметры ЛБТ**

Расчетный параметр	Температурный интервал, °С, для сплава		
	Д16Т	АК4-1Т1	1953Т1
Предел текучести при 20°C после выдержки 500 ч при температуре эксплуатации	120–145	140–160	90–115
Предел длительной прочности при температуре эксплуатации на временной базе 500 ч	145–200	160–220	—

К важнейшим эксплуатационным параметрам бурильных труб относятся предел выносливости их трубных резьбовых соединений и долговечность в зоне ограниченной выносливости. Развивающиеся в процессе эксплуатации под воздействием переменных напряжений изгиба усталостные трещины, которые вначале локализуются во впадинах первых витков трубной резьбы, находящейся в зацеплении, служат одной из основных причин аварий, связанных с бурильной колонной.

Хотя упругие свойства материала ЛБТ обеспечивают более благоприятное напряженное состояние трубных резьбовых соединений при работе их на знакопеременный изгиб, необходим достаточно представительный материал для суждения об абсолютном уровне характеристик долговечности и предела выносливости соединений ЛБТ из различных материалов для последующего использования при расчете бурильных колонн. Эти же данные применяются для выбора оптимальных конструкций трубных соединений, а также для расчета параметров напряженно-деформированного состояния соединений, используемых в процессе свинчивания трубы с замком.

Для получения максимального уровня характеристик долговечности и сопротивления усталости бурильной трубы с замком при сборке необходимо обеспечить оптимальный диапазон варьирования условного контактного давления в сопрягаемой резьбовой паре.

Поскольку температурный коэффициент линейного расширения стали и алюминиевых сплавов существенно различен (соответственно  $11,6 \cdot 10^{-6}$  и  $22,4 \cdot 10^{-6} 1/^\circ\text{C}$ ), напряженно-деформированное состояние соединения ЛБТ — стальной замок в процессе эксплуатации под воздействием температурного поля скважины будет изменяться. Реальные значения диаметрального натяга соединения и контактного давления в сопрягаемой резьбовой паре в процессе эксплуатации значительно отличаются от начальных, полученных при сборке соединения перед вводом его в эксплуатацию. Их текущее значение зависит и от времени эксплуатации соединения в зоне повышенных температур. В начальный период разогрева соединения его диаметральный натяг из-за различия коэффициентов линейного расширения материала замка и трубы резко увеличивается, а нагрев биметаллического соединения ЛБТ — стальной бурильный замок до температуры  $160\text{--}180^\circ\text{C}$  приводит к развитию пластических деформаций по контактным поверхностям резьбы трубы и к некоторому снижению натяга соединения. В дальнейшем под воздействием знакопеременных нагрузок и циклических теплосмен в резьбовой паре происходит релаксация упругого натяга, а следовательно, и контактного давления, обеспеченного процессом сборки. Темп релаксации является функцией напряженно-деформированного состояния сопрягаемых деталей соединения и температурно-временных условий его нагружения. Этот процесс сопровождается снижением прочностных и упругих свойств материалов трубы и бурильного замка с повышением температуры.

Описанные явления приводят к снижению характеристик циклической долговечности и предела выносливости трубного резьбового соединения ЛБТ — стальной бурильный замок. Выполненные исследования позволили получить характеристики циклической долговечности и пределов выносливости трубных резьбовых соединений ЛБТ различных конструкций, которые используются при проектировании и эксплуатации бурильных колонн глубоких и сверхглубоких скважин.

Комплекс работ по оценке свойств алюминиевых сплавов применительно к условиям эксплуатации бурильных колонн в глубоких и сверхглубоких скважинах позволил разработать нормальный ряд ЛБТ для различных условий бурения (Fine et al., 1995). Основные технические характеристики ЛБТ сборной конструкции приведены в табл. 11.4.

На базе проведенного комплекса аналитических и экспериментальных исследований разработан пакет прикладных программ для проектирования и расчета бурильных колонн применительно к условиям их эксплуатации при бурении сверхглубоких скважин. Помимо проектного статического расчета бурильной колонны он включает программы для оценки упругого удлинения колонны с учетом термических воздействий, расчет энергетических затрат на подъем бурильной колонны при использовании той или иной компоновки колонны с учетом распределения сил сопротивления по стволу скважины, оценку длительной прочности и др. Эти программы базируются на алгоритмах, построенных с учетом экспериментальных данных. В составе пакета имеются программы для оперативных расчетов в диалоговом режиме, что повышает эффективность их использования. Они применяются при проектировании уникальных сверхглубоких скважин, а также для оперативных расчетов бурильной колонны в процессе ее эксплуатации.

Основа статического расчета — последовательное вычисление интенсивности напряженного состояния труб в расчетных сечениях бурильной колонны и ее сравнение с допустимой интенсивностью напряженного состояния для заданного материала труб, рассчитанной с учетом нормативных коэффициентов запаса прочности. При разработке нормативных коэффициентов запаса прочности использовались вероятностно-статистические методы, с помощью которых были обработаны большие массивы сертификатных данных заводских испытаний серийных ЛБТ и данных по их геометрии. Такой подход дал возможность оптимизировать компоновки бурильных колонн в результате снижения веса и улучшения их гидравлических характеристик при обеспечении высокой надежности.

Статический расчет бурильных колонн, скомпонованных из ЛБТ, производится для трех основных технологических ситуаций: процесса механического бурения и проработки ствола, СПО, ликвидации осложнений и аварийных ситуаций в скважине. Разработаны также методики расчета бурильной колонны

Таблица 11.4

## Основные технические характеристики ЛБТ сборной конструкции

Наружный диаметр x толщина стенки, мм	Марка сплава	Масса 1 м трубы, кг		Растягивающая нагрузка, кН			Внутреннее давление, МПа		Внешнее давление, МПа		Вращающий момент, кН·м	
		с учетом утолщения (без массы замка)	с учетом массы замка	допустимая	предельная	разрушающая	допустимое	предельное	допустимое	сминающее	допустимый	предельный
129x9	Д16Т АК4-1Т1 1953Т1	10,5	12,5	895	1120	1525	37	46	26	32	23	29
		10,5	12,5	975	1220	1425	40	50	53	34	25,5	31,5
		11	13	1330	1660	1830	55	68	71	39,5	34,5	43
129x11	Д16Т АК4-1Т1 1953Т1	12,5	14,5	1075	1345	1835	45	56,5	38	45,5	27	34
		12,5	14,5	1175	1470	1715	50	61,5	41	49	29,5	37
		12,5	14,5	1600	1200	2205	67	84	51	61	40	50
129x13	Д16Т АК4-1Т1 1953Т1	15	22	1240	1550	2115	53	66,5	42	58,5	30,5	38
		15	22,5	1355	1695	1975	58	72,5	45	63	33,5	41,5
		15,5	22,5	1840	2305	2540	79	99	57	81,5	45,5	56,5
129x15	Д16Т АК4-1Т1 1953Т1	15,5	23	1420	1770	2415	62	76,5	38	70,5	33,5	42
		16	23	1545	1935	2255	67	84	41	63	36,5	46
		16	23,5	2105	2630	2900	99	114,5	52	81,5	50	62,5
147x9	Д16Т АК4-1Т1 1953Т1	13,5	16	1030	1290	1755	33	40,5	20	24,5	31	38,5
		13,5	16	1125	1405	1640	35	44	21	25,5	34	42
		14	16,5	1530	1910	2105	48	60	23	28,5	46	57,5
147x11	Д16Т АК4-1Т1 1953Т1	14,5	17	1240	1550	2115	40	49	30	36,5	36,5	45,5
		14,5	17	1355	1690	1975	43	53,5	31	39	40	49,5
		14,5	17	1840	2305	2540	59	73	37	46	54	67,5
147x13	Д16Т АК4-1Т1 1953Т1	16,5	19	1445	1805	2465	47	58,5	39	48,5	41	51,5
		16,5	19	1575	1970	2300	61	63,5	42	52	45	56
		17	19,5	2145	2680	2955	70	86,5	52	65	61	76,5
147x15	Д16Т АК4-1Т1 1953Т1	18,5	21	1640	2055	2800	54	67,5	48	59,5	45,5	57
		19	21	1790	2240	2610	59	73,5	52	64	50	62
		19	21,5	2440	3050	3360	80	100	67	83,5	67,5	84,5
147x17	Д16Т АК4-1Т1 1953Т1	20,5	23	1865	2290	3125	61	76,5	56	70	49,5	62
		21	23	2000	2500	2915	67	83	61	76	54	67,5
		21	23,5	2500	3125	3750	91	113	81	100,5	73,5	92

на циклическую долговечность при знакопеременном изгибе и на длительную прочность при нестационарных режимах нагружения. При разработке этих методик на основе линейной теории суммирования повреждаемости использованы базовые зависимости, полученные при проведении экспериментальных работ.

Особое внимание на всех этапах проводки скважины СГ-3 уделялось вопросам подготовки к эксплуатации бурильных труб и их соединений. Трубные заготовки и бурильные замки перед сборкой подвергались 100%-ному входному контролю как визуальному, так и с применением методов неразрушающего контроля.

Трубные заготовки проверялись на наличие продольных и поперечных дефектов на установке БУР-1М, одновременно проводилась толщинометрия. Бурильные замки подвергались метрологическому контролю и замерялась их поверхностная твердость. Такой подход позволил на стадии подготовки исключить возможность ввода в работу труб и замков, не соответствующих техническим требованиям. Результаты метрологического контроля трубных резьб бурильных замков учитывались при назначении осевого натяга трубной резьбы, нарезаемой на заготовке.

Для сборки труб с замками в НПЦ «Кольская сверхглубокая» разработаны специальные технические средства и технология «горячей сборки». При назначении температурных режимов учитывалось значение осевого натяга соединения, что в сочетании с тщательным контролем температурного поля собираемого соединения обеспечило стабильное высокое качество последнего.

Система эксплуатации, принятая при бурении скважины СГ-3 на всех этапах, предусматривает обработку бурильных труб так называемыми короткими комплектами. Каждый комплект включает 21 трубу, которые собраны в 7 трехтрубных свечей. На каждую трубу и на комплект в целом заведены специальные паспорта, в которых зафиксированы как параметры, замеренные при входном контроле, сертификаты данные заводов-изготовителей, так и результаты периодических замеров геометрических параметров в процессе эксплуатации.

По данным физико-механических характеристик материала производятся расчеты несущей способности труб, на основании которых комплект помещается в соответствующую часть бурильной колонны.

Принятая система эксплуатации обеспечила высокую надежность бурильной колонны.

## 11.4. Технология предупреждения искривления ствола скважины

### 11.4.1. Методические основы предупреждения искривления ствола скважины

Исследования, выполненные в нашей стране и за рубежом, а также практика бурения глубоких и сверхглубоких скважин показывают, что на формирование простран-

ственной траектории ствола скважины влияет большое количество факторов, учет которых независимо друг от друга практически не представляется возможным. Совокупная оценка их влияния возможна лишь на основе комплексной обработки большого массива информации с применением современных вероятностно-статистических методов.

Рассмотрим движение породоразрушающего инструмента при бурении в анизотропных наклонно-залегающих горных породах.

Для установления закона движения твердого тела в сплошной среде, которой в рассматриваемом случае является горный массив, сложенный из анизотропных наклонно-залегающих пород, необходимо знать значения и направления внешних сил, действующих на него в каждой точке пространства (Гулизаде и др., 1975).

Искривление траектории движения долота обусловлено наличием центростремительной силы, которая действует на него со стороны анизотропной породы в направлении, нормальном вектору поступательной скорости — по радиусу кривизны траектории движения. Поступательное движение долота происходит под действием результирующей активных сил  $G$  и сил сопротивления  $F$ , действующих со стороны разбуриваемой породы (Поташников и др., 1983).

При изменении зенитного угла искривления ствола скважины, определяющего направление перемещения породоразрушающего инструмента, изменяется поступательная скорость его движения. Максимальная скорость достигается при бурении по нормали к пласту, а минимальная — при бурении вдоль напластования пород. Из всех возможных направлений движения долота будет стремиться к перемещению в направлении, характеризующемся наименьшим сопротивлением, которое совпадает с нормалью к пласту.

Результирующая активных сил  $G$  (составляющая массы компоновки, осевая нагрузка и т.д.) располагается на одной линии с отклоняющей силой  $F$ , действующей со стороны разбуриваемой породы и обусловленной как геологическими, так и петрофизическими параметрами разреза.

При равенстве этих сил ( $G + F = 0$ ) не возникает условий для отклонения траектории движения породоразрушающего инструмента от вертикали. Это дает основание утверждать, что существует принципиальная возможность бурения вертикальных скважин в наклонно-залегающих анизотропных горных породах.

В некоторых случаях при ошибочном выборе технических средств, составляющих КНБК, и технологии углубления ствола может возникнуть ситуация, при которой продольная ось компоновки образует некоторый угол с осью скважины вследствие перекоса компоновки или ее прогиба в кавернозной зоне ствола. Это может привести к возникновению результирующей активных сил, которая не только не будет противодействовать отклоняющему усилию, но, напротив, будет способствовать искривлению ствола.

Можно предположить, что существуют две основные причины возникновения искривления ствола скважины. Первая — изменившиеся геолого-петрофизические характеристики разбуриваемых пород, при которых отклоняющее усилие превышает равнодействующую активных прижимающих сил КНБК. Вторая — потеря прямолинейной формы устойчивости компоновки в результате действия продольных изгибающих усилий, возникающих в кавернозной призабойной зоне, длина которой соизмерима с длиной компоновки.

Методические основы предупреждения искривления ствола скважин и соответствующая технология, разработанные в НПЦ «Кольская сверхглубокая», предусматривают последовательное выполнение следующих технологических операций:

оперативное определение тенденции начала искривления ствола скважины в призабойной зоне в процессе бурения;

определение причин начала искривления;

расчет и подбор в зависимости от причин начала искривления оптимальной КНБК, препятствующей дальнейшему набору кривизны.

Для практической реализации методики разработан специальный набор технических средств, включающий сигнализатор предельного зенитного угла СПЗУ-1, автономные индикаторы зенитного угла искривления в призабойной зоне скважины ИКС-1, межсекционные центраторы МЦ-1 и др., а также алгоритмы и соответствующее программное обеспечение для статического расчета КНБК.

Тенденция начала набора кривизны определяется с помощью сигнализатора СПЗУ-1, который на поверхности настраивается на заданный угол искривления и устанавливается над породоразрушающим инструментом. В процессе бурения при превышении заданного зенитного угла в призабойной зоне скважины частично перекрывается сечение потока промывочной жидкости, что приводит к повышению давления на 3–4 МПа.

Определение причины начала искривления ствола осуществляется двумя автономными индикаторами кривизны ствола ИКС-1, один из которых устанавливается над породоразрушающим инструментом, а второй — над забойным двигателем на расстоянии 25–30 м от первого.

Если после подъема буровой колонны оба индикатора кривизны показывают одинаковые значения зенитного угла, близкие к тому, на который был настроен сигнализатор, то причиной начала искривления являются изменившиеся геологические характеристики разреза.

Если нижний индикатор показывает увеличение зенитного угла, а верхний соответствующее его уменьшение, то причиной начала искривления ствола является прогиб КНБК в кавернозной зоне.

Статический расчет и подбор оптимальной КНБК для предотвращения искривления ствола производится

по специально разработанным методикам и программам в зависимости от причин начала искривления.

Если причиной начала искривления являются изменившиеся геологические характеристики разреза, то подбор компоновки осуществляется исходя из необходимости увеличения активных прижимающих сил, противодействующих возникающему отклоняющему усилию.

Если причиной искривления является прогиб КНБК в кавернозной зоне, то применяется отвесная маятниковая компоновка, компенсирующая возможный прогиб ее элементов за счет использования гибкого (шарнирного) звена.

При подборе оптимальных КНБК выполняется их статический расчет, обеспечивающий получение максимально возможного прижимающего усилия на породоразрушающий инструмент, при соблюдении ограничений по минимизации отклонения оси компоновки от оси скважины и угла встречи породоразрушающего инструмента с плоскостью забоя.

#### 11.4.2. Статический расчет КНБК

Статический расчет КНБК включает определение статических сил (реакций опор), изгибающих моментов, прогибов участков между опорами и углов поворота опор. Расчет указанных величин выполняется в проекции на вертикальную плоскость, проходящую через ось скважины. Расчет учитывает кривизну ствола в зоне расположения компоновки, диаметр ствола и его изменение по длине компоновки, конструктивные особенности компоновки (наличие углов перекоса между соединениями и элементов различной жесткости, диаметры элементов компоновки и их весовые характеристики).

Для модели статического расчета принимаются следующие допущения:

ствол скважины в районе расположения компоновки имеет постоянный коэффициент кривизны  $K = 1/R$ , где  $R$  — радиус кривизны скважины;

компоновка состоит из последовательных прямолинейных участков, причем  $i$ -й участок имеет длину  $L_i$ , диаметр  $D_i$  и жесткость на изгиб  $EJ_i$ ; вес единицы длины участка компоновки в промывочной жидкости —  $q_i$ ; угол перекоса между  $i$  и  $i-1$  участками —  $\alpha_i$ .

В основе статического расчета компоновки лежит система дифференциальных уравнений, описывающих изгиб балки при малых перемещениях:

$$\begin{aligned} dy/dz &= \Theta(z); \\ d\Theta/dz &= M(z)EJ(z), \end{aligned} \quad (11.20)$$

где  $y$  — смещение оси балки;

$z$  — текущая координата по оси  $x$  (ось  $x$  направлена от долота и является касательной к оси скважины);

$\Theta$  — угол поворота оси балки;

$M$  — момент в сечении;

$EJ$  — жесткость сечения.

Решение системы дифференциальных уравнений позволяет определить реакции  $P_i$  опор и углы поворотов  $\Theta_i$  участков КНБК. Их значения являются алгоритмами для проведения статического расчета компоновки.

Для интервалов с эллипсной формой сечения ствола эти значения определяются из решения уравнений

$$P_i = \frac{M_{i-1} - M_i}{l_{i-1}} + \frac{M_{i+1} - M_i}{l_i} - \frac{q_{i-1}l_{i-1} + q_i l_i}{2}; \quad (11.21)$$

$$\Theta_i = \frac{h_{i+1} - h_i}{l_i} + \frac{kl_i}{2} - M_i \frac{l_i}{3EJ_i} - M_{i+1} \frac{l_i}{6EJ_i} + q_i \frac{l_i^3}{24EJ_i}, \quad (11.22)$$

где  $M_i$  и  $M_{i-1}$  — изгибающие моменты на  $i$ -м и  $(i-1)$ -м участках компоновки;

$l_i$  и  $l_{i-1}$  — длина  $i$ -го и  $(i-1)$ -го участков;

$q_i$  и  $q_{i-1}$  — погонный вес  $i$ -го и  $(i-1)$ -го участков;

$h_i$  и  $h_{i-1}$  — прогибы  $i$ -го и  $(i-1)$ -го участков.

Для интервалов кавернозного ствола расчетные уравнения имеют вид

$$P_i = \frac{M_{i+1}}{l_i} + \frac{q_i l_i}{2}; \quad (11.23)$$

$$\Theta_i = \frac{h_{i+1}}{l_i} - M_{i+1} \frac{l_i}{6EJ_i} + \frac{q_i l_i^3}{24EJ_i}. \quad (11.24)$$

Выполнение статического расчета КНБК по приведенным алгоритмам позволяет выбрать оптимальные компоновки для борьбы с искривлением ствола.

### 11.4.3. Технические средства контроля за искривлением ствола в процессе бурения

Успех реализации методики предупреждения искривления ствола скважины во многом зависит от своевременного обнаружения момента начала возрастания кривизны и определения причин искривления.

Для решения этих задач в НПЦ «Кольская сверхглубокая» разработаны и успешно эксплуатировались при бурении сигнализатор предельного зенитного угла и автономные индикаторы кривизны.

На рис. 11.5 представлена принципиальная схема сигнализатора-индикатора предельного зенитного угла СПЗУ-1, предназначенного для получения оперативной

информации в процессе бурения о достижении заданного предельного угла отклонения ствола скважины от вертикали. Одновременно этот сигнализатор используется как автономный индикатор зенитного угла искривления.

Индикатор-сигнализатор содержит корпус 1, установленный в контейнере 2; диск 3 со сферической вогнутой поверхностью, выполненный из материала с пониженной твердостью, на котором расположен стальной шар 4; прижимной элемент — поршень 5, имеющий в нижней части цилиндрический выступ и жестко соединенный штоком 6 с затвором 7; седло 8, установленное

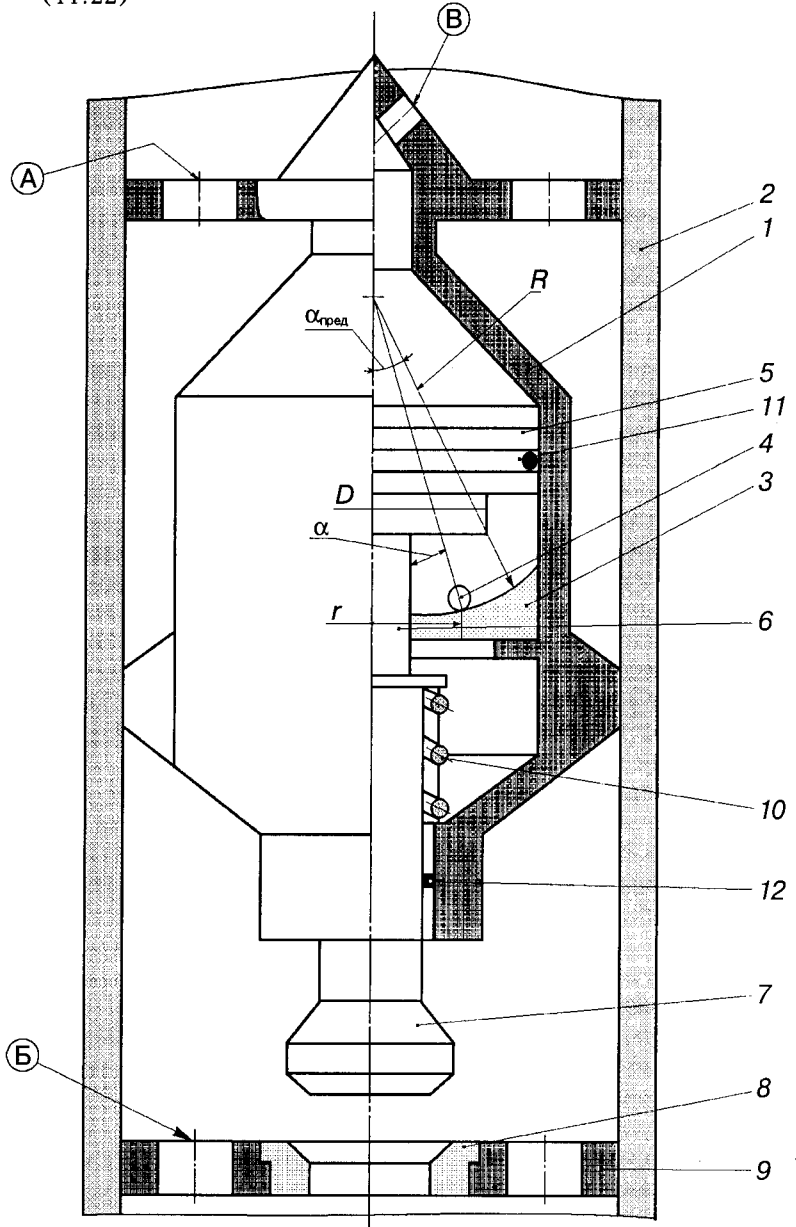


Рис. 11.5. Принципиальная схема сигнализатора-индикатора предельного зенитного угла искривления ствола скважины СПЗУ-1

на перегородке 9, имеющей боковые отверстия *B* для прохода бурового раствора; возвратную силовую пружину 10. Верхняя часть корпуса 1 имеет перегородку, в которой выполнены промывочные отверстия *A*. Полость корпуса сигнализатора заполняется рабочей жидкостью и изолируется от внешней среды уплотнительными элементами 11 и 12.

При отсутствии потока бурового раствора прижимной элемент 5 и шток 6 под действием предварительно сжатой пружины 10 будут находиться в крайнем верхнем положении.

При этом шар 4, будучи свободным, под действием силы тяжести займет на сферической поверхности диска 3 определенное положение, соответствующее углу наклона прибора (зенитному углу искривления скважины). Отклонение *r* шара 4 от оси прибора зависит от значений зенитного угла  $\alpha$  и радиуса *R* сферической поверхности диска 3:

$$r = R \sin \alpha. \quad (11.25)$$

Предельный зенитный угол  $\alpha_{\text{пред}}$ , при котором должен сработать сигнализатор, будет определяться выражением

$$\alpha_{\text{пред}} \geq \arcsin \frac{D}{2(R - d_m)}, \quad (11.26)$$

где *D* — диаметр цилиндрического выступа прижимного элемента 5;

*d<sub>m</sub>* — диаметр шара 4.

При наличии потока бурового раствора в отверстиях *A* образуется перепад давления, действующий через отверстие *B* в корпусе 1 на прижимной элемент 5, который, преодолевая усилие сжатия пружины 10, опустится вниз. Если при этом угол наклона прибора будет меньше предельного зенитного угла, прижимной элемент 5 дойдет до упора в шар 4 и зафиксирует его на диске 3. При этом на поверхности останется след от прижатия шара 4, место которого будет характеризовать текущий зенитный угол

$$\alpha = \arcsin \frac{r}{R}. \quad (11.27)$$

Если шар 4 окажется в положении, когда  $\alpha > \alpha_{\text{пред}}$ , прижимной элемент 5 будет иметь возможность опуститься в крайнее нижнее положение, при котором затвор 7 дойдет до упора в седло 8 и перекроет его отверстие. При этом весь поток бурового раствора направится в отверстие *B*, а шар 4 будет свободно находиться в кольцевом пространстве между цилиндрическим выступом прижимного элемента 5, внутренней стенкой корпуса 1 и диском 3. Так как суммарная площадь отверстий *B* выбрана существенно меньшей, чем площадь отверстия в седле 8, при закрытии последнего затвором 7 резко возрастет давление прокачиваемого бурового раствора, что служит сигналом о достижении установленного предельного зенитного угла.

Для избежания ложных срабатываний сигнализатора, вызванных перемещением шара 4 в предельное по-

ложение из-за действия центробежных сил при вращении забойного двигателя, необходимо соблюдать условие, при котором его вал не должен вращаться до гарантированной фиксации шара 4 прижимным элементом 5. Для этого усилие сжатия *F<sub>n</sub>* пружины 10 должно выбираться из условия

$$F_n < S_n \Delta p_{\text{min}}, \quad (11.28)$$

где *S<sub>n</sub>* — площадь поршня прижимного элемента 5;

$\Delta p_{\text{min}}$  — перепад давления в отверстиях *A*, соответствующий минимальному расходу бурового раствора, при котором вал забойного двигателя еще не начал вращаться.

Прижимной элемент 5 и сферический диск 3 выполнены съемными и имеют различные диаметры *D* и радиусы *R* сферы, чтобы обеспечить срабатывание прибора при заданном предельном угле и необходимый диапазон измерения.

При турбинном способе бурения с периодическим вращением бурильной колонны ротором с частотой от 2 до 20 об/мин для автономного контроля зенитного угла в верхней части КНБК используется индикатор кривизны накаточного типа ИКСН-1, принципиальная схема которого представлена на рис. 11.6.

В контейнере 1, являющемся элементом КНБК, устанавливается корпус 2 индикатора. На корпус накручена пробка 3, на верхнем торце которой выполнена сферическая вогнутая поверхность. На этой поверхности свободно расположен стальной шар 4. Полость *A* корпуса заполнена специальной рабочей жидкостью — глицерином с малым содержанием (массовая доля

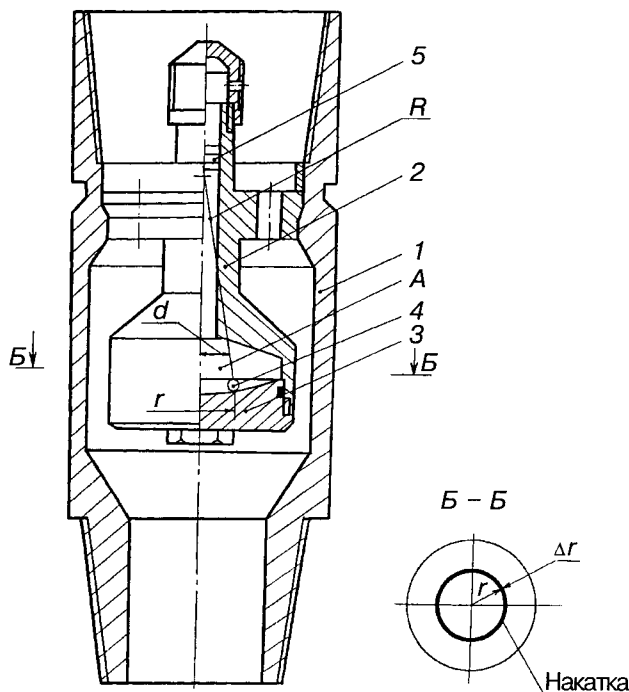


Рис. 11.6. Принципиальная схема индикатора кривизны накаточного типа ИКСН-1

до 0,02%) сернокислой меди. Компенсационный поршень 5 служит для отделения внутренней полости индикатора от окружающего бурового раствора и компенсации объема рабочей жидкости, изменяющегося в зависимости от термобарических условий в скважине.

При наклоне компоновки шар 4 под действием силы тяжести занимает на сферической поверхности пробки 3 положение, соответствующее значению текущего зенитного угла  $\alpha$ , определяемому по выражению (11.27).

В конструкции индикатора используется известное в машиностроении явление избирательного переноса меди из смазочной жидкости на поверхность трения.

При вращении контейнера 1 и вместе с ним корпуса 2 шар 4 перекачивается по сферической поверхности пробки 3, и за счет трения качения происходит перенос меди из раствора на поверхность, с которой контактирует шар.

В результате на сферической поверхности пробки 3 образуется омедненное кольцо (см. рис. 11.6, Б-Б), по радиусу  $r$  которого определяется зенитный угол, а по ширине  $\Delta r$  кольца — изменение угла в течение рейса.

Если по технологическим соображениям невозможно вращать бурильную колонну, то для автономного контроля зенитного угла в верхней части компоновки используют накатошный индикатор кривизны, встроенный в забойный генератор импульсов для контроля частоты вращения забойного двигателя.

По конструкции и принципу действия он аналогичен описанному, только вращение корпуса осуществляется от забойного двигателя через понижающий редуктор генератора импульсов.

#### 11.4.4. Выбор компоновки низа бурильной колонны

Описанные методические основы предупреждения искривления ствола скважины и статический расчет КНБК позволяют обоснованно выбрать места установки опорно-центрирующих элементов и их радиальные размеры, а также оценить изменения траектории ствола скважины в процессе бурения.

Вместе с тем на практике, в силу некоторых особенностей сверхглубокого бурения, бывает сложно адекватно интерпретировать поступающую информацию, что зачастую может привести к принятию неправильных технологических решений. Для обеспечения максимальной надежности и эффективности работы КНБК был принят комплексный подход, основанный на применении приведенной методики и наиболее оптимальном использовании маятникового эффекта компоновки и гироскопического эффекта вращающихся масс под валом забойного двигателя.

Компоновки низа бурильной колонны КНБК, применяемые при бурении скважины СГ-3, условно разделяются на три вида (рис. 11.7): для сплошного бурения; для отбора ядерного материала; специального назначения — для обработки ствола скважины и забурива-

ния нового ствола. В состав указанных КНБК в зависимости от технологической необходимости включаются требуемые (см. рис. 11.7) элементы.

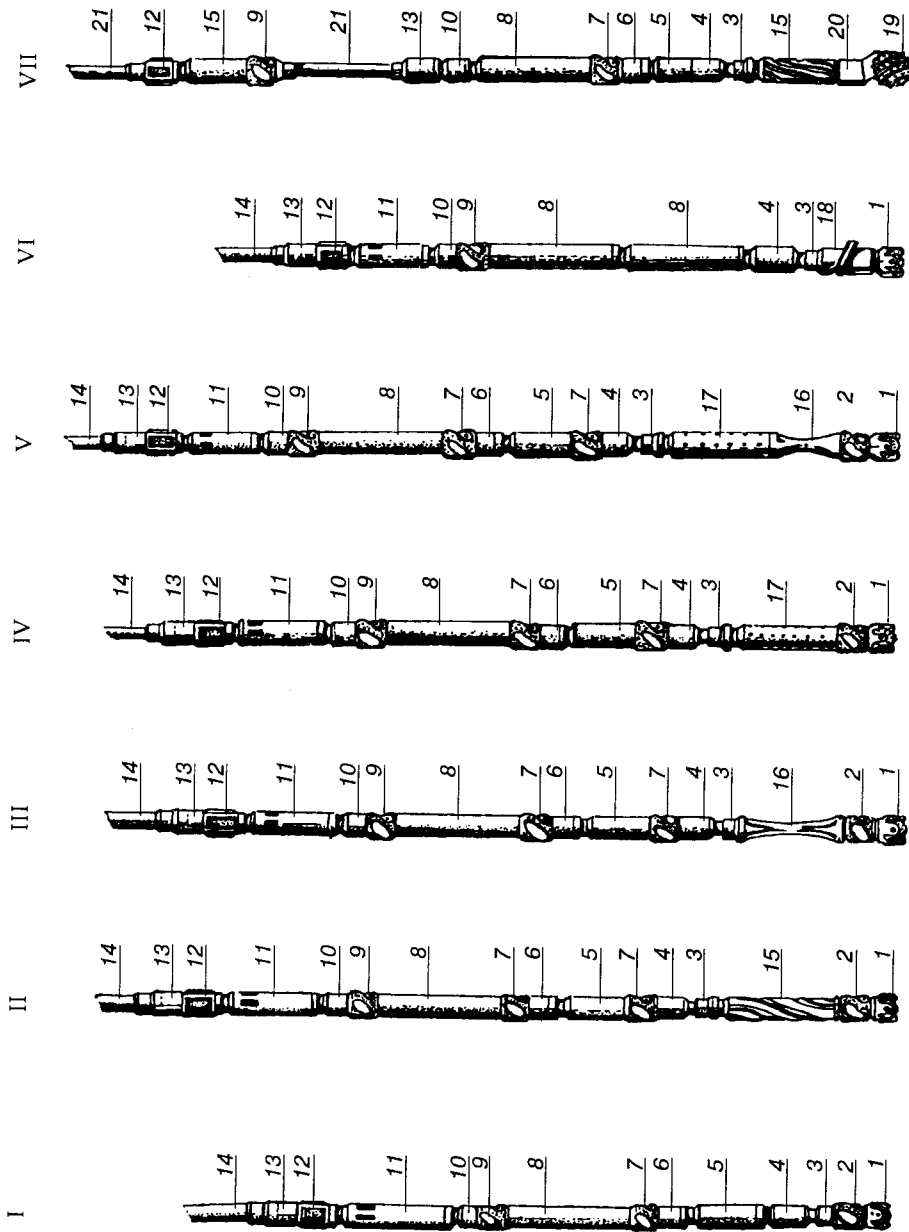
Вид КНБК выбирали в каждом конкретном рейсе исходя из технологической необходимости и информации о текущем изменении зенитного угла и геолого-тектонической ситуации в стволе скважины.

При стабильной траектории ствола или при интенсивном уменьшении зенитного угла использовались КНБК, имеющие подвеску под валом забойного двигателя минимальной длины (КНБК I и IV). В случае самопроизвольного изменения зенитного угла вводятся корректиры по длине и составу подвески под валом.

В КНБК II устанавливалась СУБТ длиной от 4 до 9 м. Таким образом, с одной стороны, увеличиваются прижимающая нагрузка и маховая масса под быстро вращающимся валом забойного двигателя и соответственно возрастает динамическое воздействие, а с другой, в результате дополнительной турбулизации восходящего потока промывочной жидкости улучшается степень очистки призабойной зоны от шламового материала и увеличивается интенсивность фрезерующего воздействия породоразрушающего инструмента на «лежачую» стенку скважины.

В КНБК III и V установлена ЭУБТ с эксцентричным расположением присоединительных резьб и центрального промывочного канала. При вращении ЭУБТ за счет циклического изменения ее жесткости и наличия эксцентричной массы обеспечивается значительное динамическое воздействие на «лежачую» стенку скважины. Присоединительные резьбы и промывочный канал расположены в плоскости, проходящей через большую ось эллипса  $X$ , где имеет место максимальная жесткость сечений. Под действием осевой нагрузки происходит продольный изгиб ЭУБТ в плоскости, проходящей через малую ось эллипса  $Y$ . При вращении, когда плоскость, проходящая через ось  $Y$ , не совпадает с плоскостью искривления ствола скважины, под действием осевой нагрузки увеличиваются прижимающие усилия и динамическое воздействие на «лежачую» стенку. Когда плоскость, проходящая через ось  $Y$ , совпадает с плоскостью искривления ствола, эксцентричная масса, образовавшаяся за счет смещения осей симметрии, находится напротив «лежачей» стенки и увеличивает прижимающее усилие, в то время как увеличенная в этом направлении жесткость сечений снижает вероятность отклонения оси ЭУБТ в сторону возрастания зенитного угла.

Использование таких КНБК в большинстве случаев позволяло не допускать спонтанного возрастания зенитного угла. Однако в некоторых интервалах, приуроченных в основном к активным неотектоническим зонам, где кавернозный ствол скважины формируется непосредственно вслед за вскрытием разреза и интенсивно изменяет радиальные размеры во времени, имели место случаи неуправляемого увеличения значений зенитного угла.



**Рис. 11.7. Компоненты низа буровой колонны (КНБК), применяемые при бурении скважины СГ-3:**

- I, II, III — для сплошного бурения; IV, V — для отбора керна; VI, VII — специального назначения;  
 1 — породоразрушающий инструмент; 2, 7, 9 — КЛС (межсекционный центратор); 3 — сигнализатор предельного zenithного угла СПЗУ-1;  
 4, 5, 6 — редукторная вставка; 8 — забойный двигатель; 10 — забойный датчик телеметрической системы контроля частоты вращения забойного двигателя (ТСЧ-1), совмещенный с ИКСН-1; 11 — металлшолауловитель; 12 — трехгранный расширитель-стабилизатор (ТРС); 13 — гидрозамедлитель буровой колонны (ГРБК); 14 — стальная буровая труба (СБТ); 15 — утяжеленная буровая труба со спиральной формой наружной поверхности (СУБТ); 16 — утяжеленная буровая труба с эллипсной формой поперечного сечения (ЭУБТ); 17 — керноотборный снаряд; 18 — расширитель одношарошечный (РОП); 19 — одношарошечное долото; 20 — переводник с перекосом осей нижней и верхней резьбы под углом 5°30'; 21 — буровая труба (гибкое звено)

КНБК VII, применяемая в основном для безориентированной резки обходного ствола скважины, несколько отличается, как и технология таких работ, от описанной в монографии (Кольская сверхглубокая, 1984).

В качестве породоразрушающего инструмента в этом случае используется одношарошечное долото, обладающее, с одной стороны, повышенной стойкостью опорного узла, а с другой, — более высокой фрезерующей способностью. Присоединительный переводник выполнен с перекосом осей нижней и верхней резьбы под углом  $5^{\circ}30'$ . Под валом забойного двигателя с редукторной вставкой, снижающей частоту вращения в 3,69 раза, установлена СУБТ длиной 4–4,5 м, достоинства которой уже упоминались. Межсекционный опорно-центрирующий элемент (КЛС) размещен таким образом, что масса находящейся ниже части КНБК существенно больше, чем масса части КНБК, расположенной между ним и гибким звеном (как правило, стальной бурильной трубой диаметром 114 мм). Таким образом, при касании КЛС стенки скважины достигается дополнительный эффект, прижимающий породоразрушающий инструмент к «лежащей стенке».

Технология безориентированной резки обходного ствола основана на поэтапных проработках сверху вниз отдельных интервалов по специальной методике, разработанной в НПЦ «Кольская сверхглубокая». По мере разрушения «лежащей стенки» ствола на глубине, где планируется резка, постепенно образуется уступ, с которого затем продолжается углубление.

Аналогичным образом осуществлялась корректировка траектории ствола скважины в случаях неуправляемого увеличения значений зенитного угла. Глубина, на которой должен образоваться уступ, выбирается на забое и, таким образом, в интервале проработок ствол скважины получает как бы новое направление. Дальнейшее бурение ведется в том же режиме, что и проводка обходных стволов. Таким методом удается снизить значения зенитного угла иногда на  $2-3^{\circ}$ .

Кроме того, периодически, через каждые 100–150 м бурения, ствол скважины прорабатывался с помощью КНБК VI, отличительной особенностью которой является установка под валом забойного двигателя РОП-9В. Цель таких проработок — расширение интервалов ствола с эллипсной формой сечения для снижения заклинивающего эффекта и, соответственно, сил сопротивления, а также сглаживание, нивелирование локальных перегибов ствола, неизбежно возникающих в процессе углубления.

Разработка методических основ, технологии и технических средств позволили пробурить Кольскую скважину до глубины 12 262 м с зенитным искривлением, не превышающим  $12^{\circ}$ , тогда как другие сверхглубокие скважины в России, а также в США, Германии и Швеции при значительно меньших глубинах имели зенитное искривление на уровне  $20-30^{\circ}$ , что в значительной степени ограничило возможность достижения ими проектных глубин.

## 11.5. Телеметрическая система контроля основных забойных параметров при бурении

### 11.5.1. Принцип построения измерительных каналов

Для формирования адекватной технологии процесса бурения крайне важно наличие информации о частоте вращения породоразрушающего инструмента и осевой нагрузке на него.

Учитывая, что одним из основных особенностей описываемой в настоящей монографии технологии является использование турбинного способа бурения, частоту вращения породоразрушающего инструмента наиболее удобно определять по частоте вращения забойного двигателя.

В связи с этим в НПЦ «Кольская сверхглубокая» разработан и прошел длительные испытания забойный генератор импульсов гидромеханического типа телеметрической системы контроля частоты вращения забойного двигателя ТСЧ-1 (Басович и др., 1996), который в экстремальных условиях бурения Кольской, Уральской и других сверхглубоких скважин показал высокую эксплуатационную надежность. Вместе с тем он имеет некоторые недостатки, связанные с низкой помехозащищенностью импульсного полезного сигнала, создаваемого возвратно-поступательным движением клапанного механизма. Проведенные в стволе скважины исследования гидравлического канала связи показали, что наиболее помехозащищенной формой полезного сигнала является сигнал с импульсом давления колокольного вида. Вследствие этого в многоканальной телеметрической системе узел формирования гидравлического сигнала забойного датчика частоты вращения выполнен в виде диафрагмы с изменяющимся размером проходного сечения, которая состоит из подвижного и неподвижного дисков (Басович и др., 1996).

Проходное сечение в диафрагмах имеет угол раскрытия  $\beta = 126^{\circ}$ . На рис. 11.8 приведено изменение площади проходного сечения  $S$  и перепада давления  $\Delta p$  на диафрагме при формировании гидравлического импульса при производительности бурового насоса 34 л/с.

В результате исследований определены оптимальные с точки зрения помехозащищенности и минимизации энергетических затрат рабочий диапазон частот и амплитуда полезного сигнала. Максимальная частота следования полезного сигнала (частота вращения подвижного диска) должна быть не более 0,2 Гц, а амплитуда полезного сигнала датчика при глубине скважины 12 000 м — 1,5–2 МПа.

Изменение частоты следования полезного сигнала осуществляется варьированием ступеней планетарного редуктора датчика, а амплитуды полезного сигнала — заменой быстросъемных диафрагм, различающихся размером кольцевого сечения для пропуска бурового раствора.

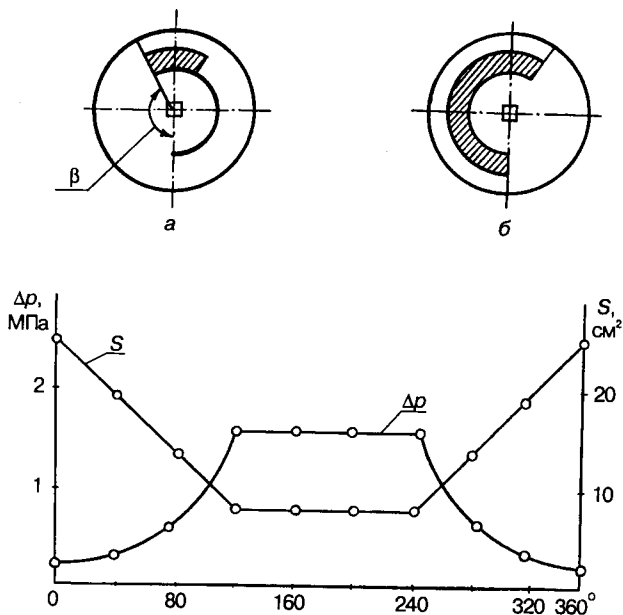


Рис. 11.8. Изменение площади проходного сечения  $S$  и перепада давления  $\Delta p$  на диафрагме при формировании гидравлического импульса:

а, б — соответственно минимальная и максимальная площадь проходного сечения

О величине осевой нагрузки на породоразрушающий инструмент судят по давлению  $p_n$ , которое складывается из суммы потерь давления  $p_c$  по всей циркуляционной системе скважины и перепада давления на датчике  $\Delta p$ :

$$p_n = p_c + \Delta p \quad (11.29)$$

Давление  $p_c$  определяется до момента возникновения контакта породоразрушающего инструмента с забоем, т. е. при отсутствии осевой нагрузки.

Перепад давления на датчике вычисляют по формуле

$$\Delta p = k_d \gamma G_d Q^2 \quad (11.30)$$

где  $k_d$  — коэффициент преобразования датчика;

$\gamma, Q$  — плотность и расход бурового раствора;

$G_d$  — осевая нагрузка на породоразрушающий инструмент.

Тогда

$$G_d = \frac{p_n - p_c}{k_d \gamma Q^2} \quad (11.31)$$

Приведенная зависимость используется в качестве алгоритма для вычисления осевой нагрузки на породоразрушающий инструмент в процессе бурения.

Забойный измеритель осевой нагрузки является составным элементом КНБК и воспринимает часть ее веса, передаваемого на породоразрушающий инструмент чувствительным элементом датчика. Деформация чувствительного элемента, пропорциональная осевой нагрузке, с помощью специального клапана преобразуется за счет изменения площади сечения для пропуска бурового раствора в перепад давления, который фиксируется на дневной поверхности. При этом профиль клапана для

создания перепада давления выполнен таким образом, чтобы получить линейную зависимость между осевой нагрузкой и изменением давления.

Потребление телесистемой значительной гидравлической мощности, с одной стороны, позволяет обеспечить помехоустойчивый прием на дневной поверхности поступающей забойной информации, а с другой — несколько ограничивает область применения телесистемы при увеличении глубины скважины.

Для оценки энергетических условий эксплуатации телесистем в бурении можно пользоваться понятием коэффициента потребляемой гидравлической мощности

$$K = \frac{N_r}{N_n} 100\%, \quad (11.32)$$

где  $N_r$  — гидравлическая мощность, потребляемая телесистемой;

$N_n$  — гидравлическая мощность буровых насосов.

С учетом современных возможностей отечественного бурового оборудования максимальное значение этого коэффициента, на наш взгляд, не должно превышать 5%, т. е. не более 5% гидравлической мощности буровых насосов может быть использовано для телеметрии забойных параметров.

При заданном коэффициенте отбираемой мощности и ожидаемом потреблении гидравлической энергии на глубине 15 000 м среднее значение мощности измерительных каналов телесистемы не должно превышать  $N_r = Qp = 60$  кВт (где  $Q$  — производительность буровых насосов;  $p$  — давление в нагнетательной линии).

Если учесть, что при срабатывании сигнализатора предельного зенитного угла дальнейшее бурение прекращается, то указанной мощности 60 кВт вполне достаточно для надежного функционирования двух измерительных каналов — частоты вращения породоразрушающего инструмента и осевой нагрузки на него при глубине скважины до 15 000 м.

### 11.5.2. Конструктивные особенности многоканальной телеметрической системы

Забойная часть многоканальной телеметрической системы состоит из трех основных функциональных блоков, выполненных в виде самостоятельных датчиков, которые обеспечивают измерение или индикацию заданных технологических параметров и передачу информации по гидравлическому каналу связи.

Информация о частоте вращения породоразрушающего инструмента и осевой нагрузке на него передается постоянно, а о предельном зенитном угле искривления ствола скважины — в процессе наращивания бурильной колонны, а также (при необходимости) после каждого выключения — включения буровых насосов. Период следования импульсов обратно пропорционален частоте вращения вала забойного двигателя, а осевая нагрузка прямо пропорциональна изменению среднего давления

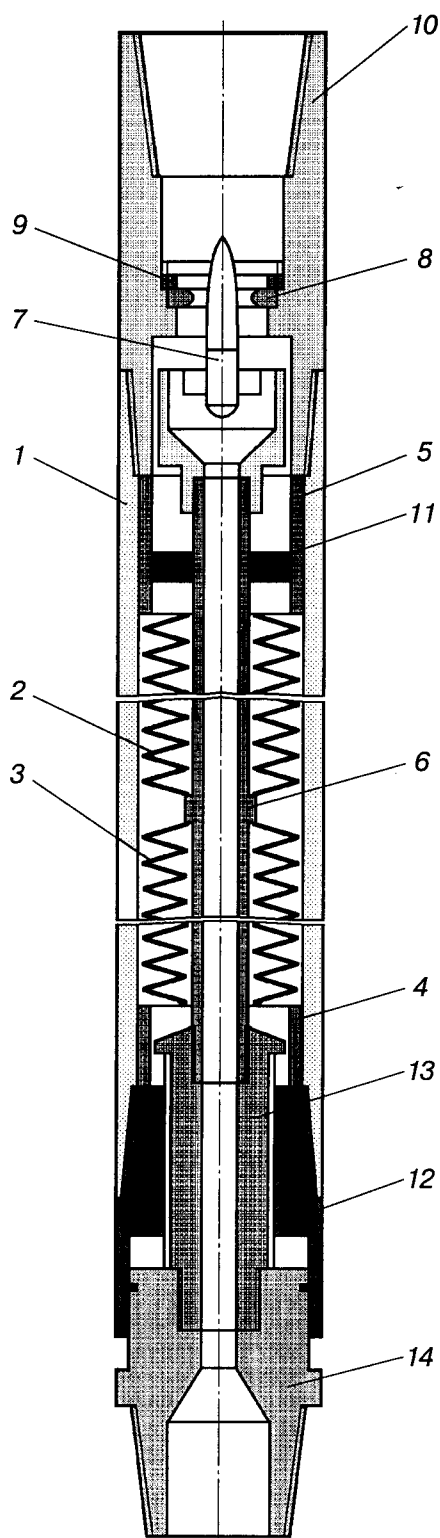


Рис. 11.9. Принципиальная схема датчика осевой нагрузки

в нагнетательной линии. Резкое увеличение перепада давления до максимального значения после переключения буровых насосов свидетельствует о превышении заданного значения зенитного угла. Более точную информацию о текущем значении зенитного угла получают после подъема буровой колонны по отметкам на сфере индикатора-сигнализатора. Датчики осевой нагрузки и предельного зенитного угла искривления ствола скважины приближены к забою, установлены непосредственно над породоразрушающим инструментом (или керноотборным снарядом) и разделены с датчиком частоты вращения забойным двигателем.

Принципиальная схема датчика осевой нагрузки (Басович и др., 1996), приведена на рис. 11.9. Датчик содержит корпус 1, в котором размещен упругий блок, состоящий из двух пружинных секций 2 и 3, опирающихся на втулки 4, 5 и шток 6 с концентрическим выступом в средней части для разделения пружинных секций. В верхней части штока 6 установлен клапан 7, седло 8, которое зафиксировано гайкой 9 в переводнике 10. Над верхней пружиной установлен компенсатор давления 11, выполненный в виде кольцевого поршня. Переводник 12 и переходная втулка 13 для передачи крутящего момента имеют шлицы. Переводники 10 и 14 служат для соединения датчика с элементами компоновки низа буровой колонны.

После установки датчика в компоновку пружинная секция 3 сжимается, воспринимая вес частей компоновки, находящихся под датчиком. При этом переводник 14 с переходной втулкой 13, штоком 6 и клапаном 7 перемещаются вниз, а пружинная секция 2 растягивается, обеспечивая линейную зависимость перемещения штока от нагрузки. После спуска буровой колонны в скважину (при нахождении долота над забоем) выводят буровые насосы на рабочую производительность. При этом пружинная секция 3 дополнительно сжимается, воспринимая усилие от перепада давления на клапане и элементах компоновки, установленных ниже датчика. Шток с клапаном движется вниз, занимая свое исходное положение.

В нагнетательной линии насосов фиксируется начальное давление, которое соответствует нулевому значению осевой нагрузки на долото. Это значение запоминается наземной аппаратурой. После контакта бурового инструмента с забоем скважины переводник 14 с переходной втулкой 13, штоком 6 и клапаном 7 перемещаются вверх за счет передачи части веса компоновки на забой скважины.

При перемещении клапана вверх уменьшается площадь проходного сечения между седлом 8 и клапаном 7, увеличивается сопротивление движению бурового раствора, в результате чего возрастает фиксируемое на поверхности давление в нагнетательной линии буровых насосов, которое пропорционально осевой нагрузке на долото. После разгрузки всей массы, находящейся под датчиком, дальнейшее увеличение осевой нагрузки на породоразрушающий инструмент воспринимается

пружинной секцией 2, при этом секция 3 растягивается, обеспечивая линейную зависимость перемещения штока с клапаном от осевой нагрузки на долото.

Датчик частоты вращения забойного двигателя не претерпел принципиальных изменений по сравнению с генератором импульсов телесистемы ТСЧ-1 (Кольская сверхглубокая, 1984). Модернизация коснулась лишь узла формирования сигнала, где клапанный механизм был заменен на преобразователь диафрагменного типа для получения помехозащищенного сигнала с импульсом  $\Delta p$  колокольного вида. Датчик представляет собой планетарный редуктор с четырьмя ступенями для обеспечения передачи гидравлического сигнала в низкочастотном диапазоне — от 0 до 0,3 Гц. Входной вал датчика механически связан с забойным двигателем, а выходной — с узлом формирования импульсов. Узел формирования импульсов выполнен в виде диафрагмы с изменяющимся проходным сечением (см. рис. 11.8). Размер проходного сечения изменяется в результате поворота подвижного диска относительно неподвижной диафрагмы и представляет собой кольцевой сектор с площадью в открытом положении 25 см<sup>2</sup>, в закрытом — 8 см<sup>2</sup>. Входной вал передает вращение забойного двигателя понижающему редуктору, который обеспечивает частотный диапазон сигнала, наиболее свободный от помех. Выходной вал редуктора приводит в движение подвижный диск, который, перемещаясь относительно неподвижной диафрагмы, перекрывает кольцевой сектор, создавая гидравлический импульс давления. Импульсы давления принимаются по гидравлической линии связи наземной аппаратурой. Период следования импульсов пропорционален частоте вращения вала забойного двигателя.

Макетный образец многоканальной телеметрической системы прошел испытания в условиях скважины СГ-3.

Проведенные исследования и скважинные испытания опытного образца многоканальной телеметрической системы позволили сформулировать основные исходные требования к измерительным каналам контроля забойных технологических параметров и показали принципиальную возможность функционирования подобных телесистем в условиях бурения сверхглубоких скважин.

## 11.6. Аварии и осложнения в процессе бурения

### 11.6.1. Оценка аварийных ситуаций и осложнений при бурении

Все имевшие место аварии условно можно разделить на три группы: связанные с породоразрушающим инструментом; с нарушением целостности элементов КНБК и бурильной колонны; с прихватами и заклиниванием элементов КНБК.

В условиях отсутствия информации крайне сложно корректно обосновать допустимое время нахождения породоразрушающего инструмента на забое. Поэтому,

особенно при бурении основного ствола, аварии, связанные с породоразрушающим инструментом, возникали сравнительно часто. Даже ужесточение входного контроля породоразрушающего инструмента, внедрение ряда технологических мероприятий, позволивших практически исключить возможность спуска в скважину некачественных долот и бурильных головок, незначительно снизили частоту возникновения таких аварийных ситуаций.

Технология и технические средства для ликвидации аварий такого рода мало отличаются от используемых в бурении.

Аварии, связанные с нарушением целостности элементов КНБК и бурильной колонны, наблюдаются значительно реже, однако времени на их ликвидацию затрачивается неизмеримо больше. Особая сложность ликвидации такого рода аварий объясняется комплексом причин.

Нарушение целостности элементов КНБК и бурильной колонны за редким исключением является как бы вторичной аварией, возникающей в результате заклинивания породоразрушающего инструмента или нижней части КНБК из-за геологических осложнений различного характера или, например, при ведении работ по разбуриванию оставленных на забое скважины элементов породоразрушающего инструмента.

При ведении работ, связанных с ликвидацией заклиниваний, бурильная колонна подвергается воздействию значительных осевых растягивающих усилий  $P$ , которые могут быть оценены по формуле

$$P = P_k + P_c + P_d, \quad (11.33)$$

где  $P_k$  — собственный вес бурильной колонны, включая КНБК, с учетом облегчения в промывочной жидкости;

$P_c$  — силы сопротивления осевому перемещению бурильной колонны;

$P_d$  — дополнительное осевое усилие, прикладываемое к бурильной колонне для ликвидации заклинивания.

В стволе скважины со сложной пространственной траекторией при приложении осевого усилия бурильная колонна на участках перегиба ствола и на границах кавернозных участков испытывает воздействие значительных радиальных нагрузок. При этом создаются условия для защемления отдельных участков колонны, к которым, как показывает практика, в основном и приурочены случаи слома элементов бурильной колонны.

В момент разрушения высвобождается запас потенциальной энергии, накопленный бурильной колонной при ее упругой деформации. Общее значение этой потенциальной энергии может быть определено по формуле

$$U = P \Delta l, \quad (11.34)$$

где  $P$  — осевая нагрузка, приложенная к бурильной колонне;

$\Delta l$  — величина ее упругой деформации.

При бурении скважины СГ-3 в интервале 11500–12000 м собственный вес бурильной колонны составлял 1800–1900 кН, силы сопротивления осевому перемещению бурильной колонны — 1100–12500 кН, а фактически замеренное ее удлинение — 40 м. При этом потенциальная энергия упругой деформации бурильной колонны даже без учета дополнительного нагружения, необходимого для ликвидации заклинивания, достигала  $4,5 \cdot 10^4$  кДж. В случае разрушения отдельного элемента бурильной колонны происходит мгновенное высвобождение этой энергии, и в скважине развиваются интенсивные динамические процессы, которые, как правило, приводят к обрушению неустойчивых частей горного массива, вывалу накопленного в кавернах и застойных зонах шлама и т.п. При этом значительная часть шлама из вышележащих интервалов ствола неизбежно увлекается в открытый внутренний канал разрушенной трубы и создает в бурильной колонне пробки. Таким образом, непосредственное соединение ловильного инструмента с аварийными ЛБТ теряет смысл, так как ликвидация первичной аварии методами приложения осевой нагрузки невозможна, а применение иных технологических приемов требует наличия свободного внутреннего канала в трубах.

Даже когда целостность элементов бурильной колонны нарушается при СПО в результате, например, усталостных сломов резьбовых соединений, происходит падение КНБК и части бурильной колонны на забой. При этом, кроме механического и гидродинамического воздействия на стенки скважины падающей колонны, за ней возникает зона разряжения, усиливающая массовые вывалы шлама из застойных зон каверн, что приводит к образованию шламовых пробок в бурильной колонне.

Одним из наиболее часто используемых в таких случаях приемов является разбуривание шламовой пробки и аварийной части трубы до нижерасположенного замкового соединения. Однако при таком подходе «пробка» во внутреннем канале, как правило, не уничтожается, а проталкивается ниже и, наоборот, зачастую увеличивается за счет крупных фрагментов ЛБТ, которые могут образоваться при разбуривании и не выносятся промывочной жидкостью на дневную поверхность.

Исходя из изложенного, наиболее перспективным способом ликвидации аварий такого рода представляется последовательное обуривание, вырезание и извлечение на дневную поверхность нарушенного и зашламованного аварийного объекта. После этого возможно соединение ловильного инструмента с аварийным объектом и проведение соответствующих технологических мероприятий для полной ликвидации аварии.

Началу работ по ликвидации аварий с бурильной колонной должен предшествовать анализ ситуации, в котором необходимо рассмотреть следующие основные факторы:

геометрические параметры и характер повреждения элемента бурильной колонны, поднятого на дневную

поверхность, на основании которых делаются предположения о виде повреждения «головы» аварийного объекта;

профилеметрию ствола скважины и температуру в интервале местонахождения аварийного объекта;

абсолютную величину и характер распределения по стволу скважины сил сопротивления осевому перемещению и вращению бурильной колонны, оценка которых производится по данным предыдущего рейса.

В соответствии с результатами анализа выбирается длина устройства для обуривания и ловильный инструмент, который должен быть вмонтирован в его верхнюю часть.

Если велика вероятность того, что «голова» аварийного объекта позволяет вести дальнейшие работы без ее предварительной подготовки (например, при срыве трубной резьбы и т.п.), целесообразно вмонтировать ловильный инструмент в устройство для обуривания, при этом длина устройства в зависимости от состояния ствола скважины должна быть не менее суммы длин поврежденной и следующей за ней трубы для обеспечения гарантированного разрушения возможного скопления шлама и обломков породы в затрубном пространстве перед соединением с аварийным объектом.

Таким образом, длина устройства для обуривания должна удовлетворять следующему соотношению:

$$L_{y.o} > l_{n.t} + l_t, \quad (11.35)$$

где  $l_{n.t}$  — длина поврежденной трубы;

$l_t$  — длина трубы, расположенной непосредственно за поврежденной.

Опыт свидетельствует, что образование пробок во внутреннем канале бурильной колонны в основном происходит в местах его сужения, т.е. в переходе от основного тела к части трубы и бурильному замку.

В том случае, если «голова» аварийного объекта заведомо нарушена, длина устройства для обуривания должна быть выбрана максимальной, исходя из наличия технических средств, состояния ствола скважины и действующих сил сопротивления. Как показывает опыт, в таких случаях весьма велика вероятность образования пробок, последовательно расположенных на некотором расстоянии друг от друга во внутреннем канале бурильной колонны.

При этом увеличение длины необходимого интервала обуривания, несмотря на некоторые дополнительные затраты времени, оправдано возможностью извлечения труб с закупоренным внутренним каналом за один рейс.

В то же время не исключается и операция подготовки «головы» аварийного объекта для последующего соединения с ним ловильным инструментом, если пробка отсутствует или находится ниже обуренного интервала.

В зависимости от результатов шаблонирования бурильной колонны грузом, спускаемым на геофизическом кабеле, технология ликвидации аварии варьируется.

Для профилактики возникновения таких сложных аварийных ситуаций представляется правильной следующая тактика ведения работ.

На первом этапе осуществляется расхаживание бурильной колонны в пределах допустимых нагрузок, одновременно производится обработка бурового раствора смазывающими добавками, которые, снижая силы сопротивления, позволяют довести большие осевые усилия до аварийного объекта. Для этих же целей можно рекомендовать создание пульсаций в бурильной колонне с помощью длительной работы насосной группы на двух клапанах.

При невозможности ликвидации прихвата таким методом целесообразно разъединиться в ГРБК, а затем использовать компоновку, включающую механический ударник или гидроударник.

Если указанные технологические операции не дают эффекта, следует осуществлять резку обходного ствола по описанной выше технологии.

### 11.6.2. Технологии и технические средства предупреждения и ликвидации аварий и осложнений

Комплекс технических средств для ликвидации сложных аварийных ситуаций в сверхглубоких скважинах, разработанный и внедренный в НППЦ «Кольская сверхглубокая», состоит из трех основных конструкций, позволяющих гибко изменять технологию ликвидации аварии в зависимости от оперативной ситуации в скважине: комбинированного приспособления для обуривания и обработки верхней части аварийного объекта, а также для шаблонирования его внутреннего канала; комбинированного устройства для обуривания, обработки верхней части аварийного объекта и соединения с ним ловильного инструмента; механического устройства для вырезания аварийных участков бурильных труб, снабженного приспособлением для предотвращения выпадения «пробки» из вырезанных труб в процессе подъема их на дневную поверхность.

Модернизированная конструкция комбинированного приспособления для обуривания и обработки верхней части аварийного объекта, а также для шаблонирования его внутреннего канала (рис. 11.10) разработана на основе анализа опыта применения стандартных устройств при ликвидации ряда сложных аварий в стволе скважины СГ-3. Отличительной особенностью приспособления является наличие в нем комбинированных поверхностей, позволяющих эффективно совмещать процесс разрушения обломочного каменного материала высокой прочности с разрушением обломков аварийных ЛБТ.

Кольцевой фрезер 1 (см. рис. 11.10) армирован твердосплавными пластинами в трех плоскостях. Армирование в плоскости  $A_1$  служит для разрушения крупного шлама, кусков породы и посторонних предметов, обломков труб и т.д. в затрубном пространстве вокруг аварий-

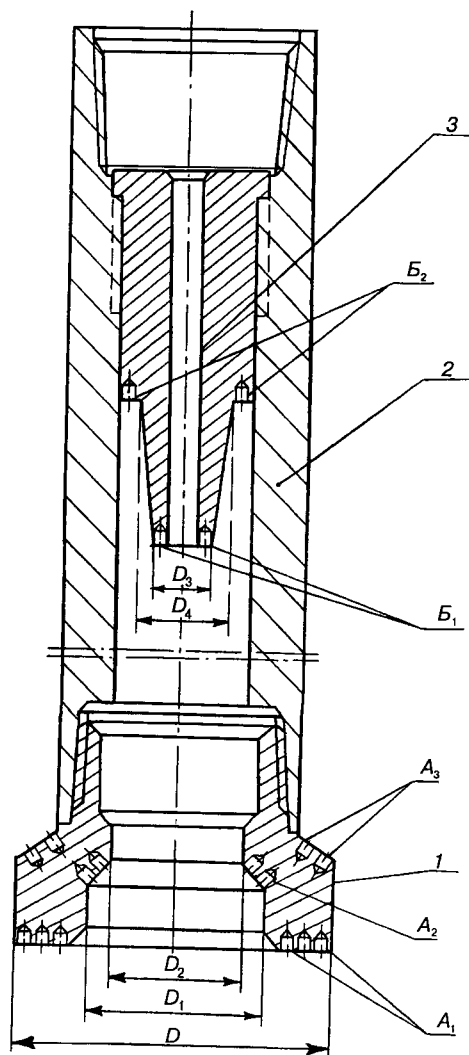


Рис. 11.10. Принципиальная схема приспособления для обуривания и обработки верхней части аварийного объекта, а также для шаблонирования его внутреннего канала

ного объекта. Армирование в плоскости  $A_2$  предназначена для обработки «головы» аварийного объекта.

Армирование в плоскости  $A_3$  обеспечивает разрушение породы в случае затяжек при подъеме в эллипсоидном кавернозном стволе.

Диаметр  $D$  выбирается максимально допустимым из возможности прохождения по стволу скважины.

Диаметр  $D_2$  должен соответствовать минимальному внутреннему диаметру устройства для вырезания ЛБТ и максимальному наружному диаметру аварийного объекта.

Диаметр  $D_1$  выбирается с учетом технологических возможностей, обеспечивающих качественное армирование режущей поверхности инструмента, при условии  $D_2 < D_1 < D$ .

Следует отметить, что при переходе от  $D$  к  $D_1$  обязательно выполнение неармированной фаски для исключе-

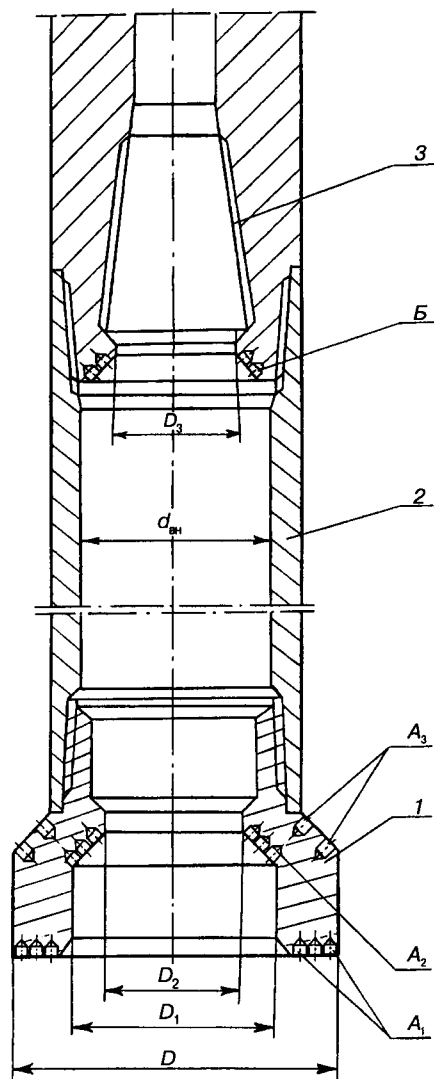


Рис. 11.11. Принципиальная схема устройства для обуривания, обработки верхней части аварийного объекта и соединения с ним ловильного инструмента

ния повреждения тела аварийных труб в процессе обуривания (как правило, фаска выполняется под углом  $30^\circ$ ).

Корпус 2 является несущим, рассчитанным на ожидаемые значительные по величине осевые нагрузки, прилагаемые к инструменту в процессе ликвидации аварии, и имеет равнопроходную внутреннюю поверхность.

Комбинированный фрезер с гладким конусом 3 устанавливается в верхней части приспособления и предназначен для обработки «головы» аварийного объекта и обеспечения возможности шаблонирования внутреннего канала. Армировка в плоскости  $B_1$  служит для фрезерования внутреннего канала трубы, а армировка  $B_2$  — для «чистого» фрезерования «головы» аварийной ЛБТ. При этом диаметр  $D_4$  должен быть равен внутреннему диаметру обрабатываемой ЛБТ, а диаметр  $D_3$  — обеспе-

чить свободное прохождение шаблона, спускаемого на геофизическом кабеле.

Наличие опережающего направляющего устройства в форме гладкого конуса, через которое идет интенсивная промывка, создающая из-за малых радиальных зазоров очень высокую скорость восходящего потока при разбурировании пробки в аварийной ЛБТ, сводит к минимуму возможность образования новых пробок в процессе фрезерования.

Как показали промысловые наблюдения, при использовании этого приспособления вращающий момент при обуривании в процессе ведения работ был достаточно стабильным, а его абсолютная величина была в среднем на 15–25% ниже, чем при использовании стандартных конструкций.

Комбинированное устройство для обуривания, обработки верхней части аварийного объекта и соединения с ним ловильного инструмента (рис. 11.11) предназначено для использования в тех случаях, когда велика вероятность отсутствия «пробок» во внутреннем канале бурильных труб.

В таких случаях с целью снижения затрат времени на ликвидацию аварийной ситуации в случае положительных результатов шаблонирования целесообразно совместить операции обуривания аварийного объекта и закрепления на нем ловильного инструмента.

Кольцевой фрезер 1 устройства (см. рис. 11.11), и несущий корпус 2, к которому он присоединен, конструктивно выполнены аналогично изображенному на рис. 11.10. В верхней части несущего корпуса 2 установлен ловильный инструмент 3, а плоскость  $B$  армирована режущими элементами так, чтобы диаметр  $D_3$  был равен рабочему диаметру колокола  $D_p$ .

Рассматриваемое устройство позволяет закреплять ловильный инструмент на предварительно очищенной от шлама, кусков породы и посторонних предметов и обработанной «голове» аварийного объекта, что дает возможность обеспечить требуемую несущую способность соединения за счет регулирования режимных параметров в соответствии с разработанными рекомендациями.

Прототипом механического устройства для вырезания аварийных участков бурильных труб, снабженного приспособлением для предотвращения выпадения «пробки» из вырезанных труб в процессе подъема их на дневную поверхность (рис. 11.12), послужили механические труборезки «Бобр» конструкции И. П. Пустовойтенко (Пустовойтенко и др., 1983) и ТМН-1 конструкции УкркипроНИИнефть (Пришляк и др., 1982).

В конструкцию разработанного в НПЦ «Кольская сверхглубокая» устройства внесен ряд усовершенствований, позволивших обеспечить более надежную и эффективную его работу при ликвидации аварий.

Кольцевой фрезер 1 (см. рис. 11.11) выполнен аналогично изображенному на рис. 11.10 и 11.11, взаимозаменяем с ними и имеет то же целевое назначение.

В корпусе 2 (см. рис. 11.12) размещены пружинный центратор 3, предназначенный для поддержания равномерно распределенной радиальной нагрузки на режущие элементы 5, пружинная ловушка 4 для предотвращения выпадения пробки из внутреннего канала вырезанных труб в процессе подъема, втулка 6 для создания осевой нагрузки на режущие элементы, пружина 7, служащая амортизатором для предохранения режущих элементов от ударных осевых нагрузок, и грузонесущая цанга 9, оборудованная шариковым подшипником 8 для предотвращения ее вращения вместе с корпусом устройства. Корпус устройства 2 присоединяется к несущему корпусу приспособления для обуривания 10.

Принцип действия устройства заключается в следующем. Обуренная часть аварийного объекта осторожно «накрывается» устройством, которое затем опускается ниже расчетного места резания до границы обуренного интервала. При этом режущие элементы 5 и пружинная ловушка 4 не должны оказаться под следующим замковым соединением буровой колонны. При последующем подъеме устройства грузонесущая цанга 9 входит в зацепление с первым замковым соединением над расчетным местом резания. При постоянном медленном вращении буровой колонны производится постепенное ее натяжение, нагрузка через цангу 9, пружину 7 и втулку 6 передается на режущие элементы 5, которые, перемещаясь к оси устройства, врезаются в аварийную трубу. После окончания процесса резания аварийный инструмент рывком рассоединяется, и одновременно пружинная ловушка 4 перекрывает внутреннее сечение, предотвращая выпадение из внутреннего канала вырезанной трубы шламовой пробки.

Комплекс технических средств прошел испытания при ликвидации ряда сложных аварийных ситуаций в СГ-3 и показал высокую эффективность и эксплуатационную надежность.

В НИЦ «Кольская сверхглубокая» исследованы основные стадии процесса ликвидации аварий с буровой колонной, осложненных наличием пробок в ее внутреннем канале. Эти процессы весьма сложны, а для результативного и эффективного их проведения необходимо точное соблюдение технологических режимов и последовательности операций.

В процессе ликвидации аварийной ситуации можно выделить следующие основные стадии:

спуск устройств для ведения аварийных работ до зоны над аварийным объектом;

работы непосредственно над «головой» аварийного объекта и ее накрытие;

обуривание аварийного объекта ;

спуск устройства для вырезания части буровых труб в предварительно обуренной зоне;

резание аварийной буровой трубы;

подъем устройств на дневную поверхность для аварийных работ;

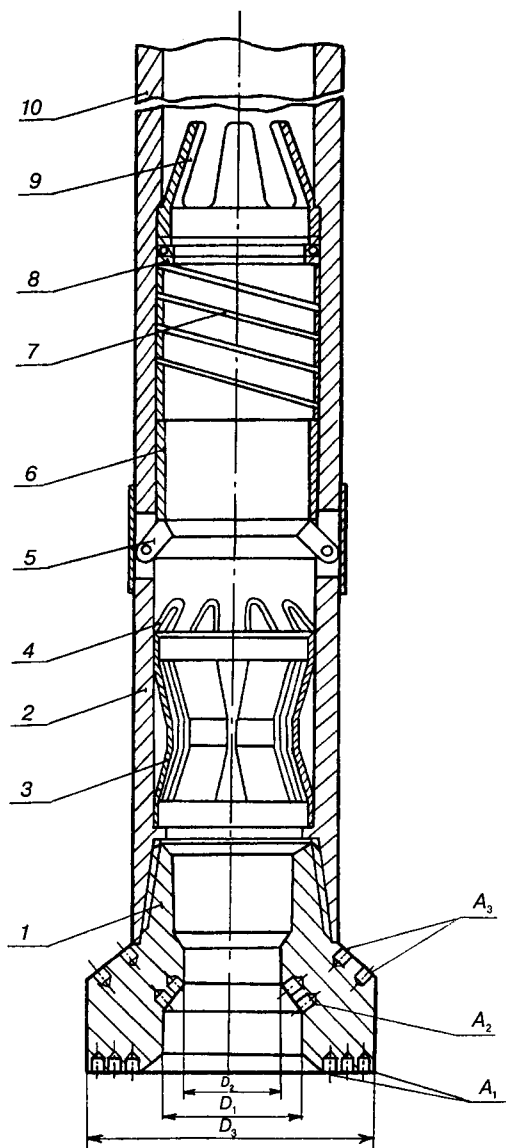


Рис. 11.12. Принципиальная схема механического устройства для вырезания аварийных участков буровых труб

закрепление ловильного инструмента на «голове» аварийного объекта;

шаблонирование буровой колонны грузом, установленным на геофизическом кабеле;

торпедирование аварийной буровой колонны;

отворот влево в резьбовом соединении после взрыва шнуровой торпеды.

Спуск и подъем на дневную поверхность устройств для ликвидации аварий следует производить с пониженной скоростью, которая должна назначаться из конкретных горно-геологических условий в скажине. По опыту ведения работ в скважине СГ-3 скорость СПО должна находиться в пределах 0,4–0,6 м/с.

Подобные ограничения вызваны тем, что полноразмерные КНБК, обычно применяемые при ликвидации

аварий, создают значительный поршневой эффект и увеличивают уровень гидродинамических воздействий на стенки скважины, что может привести к вывалам шламового и обломочного материала из кавернозных участков ствола, возникновению посадок и затяжек при СПО и, кроме того, к образованию новых шламовых пробок.

Известные формулы (Файн и др., 1985) позволяют с достаточной точностью определить место встречи инструмента, спускаемого для ликвидации аварии, с «головой» аварийного объекта. Вместе с тем при изменении абсолютной величины сил сопротивления осевому перемещению буровой колонны и их перераспределению по стволу после начала вращения буровых труб неизбежна определенная погрешность в расчете их упругого удлинения.

Для снижения опасности повреждения «головы» аварийного объекта при невозможности достаточно достоверного контроля режимных параметров необходимо не менее чем за 10 м до ее расчетного местоположения начинать вращение буровой колонны. При этом скорость подачи буровой колонны не должна превышать 15–20 м/ч при частоте вращения ротора 2–4 мин<sup>-1</sup>.

Следует учитывать, что ввиду упругих свойств колонны начало вращения ее нижнего конца будет отставать от начала вращения ротора, причем для сверхглубокой скважины это отставание может быть значительным. Необходимо учитывать и абсолютные значения, и распределения сил сопротивления вращению буровой колонны.

Оценочный расчет времени отставания начала вращения нижнего конца буровой колонны может быть получен из следующих соображений.

При кусочно-линейном распределении по стволу скважины сил сопротивления вращению буровой колонны суммарный угол ее закручивания может быть найден из выражения

$$\varphi = \frac{(M_p - M_{c1}) l_1}{G_1 J_{p1}} + \frac{(M_p - (M_{c1} + M_{c2})) l_2}{G_2 J_{p2}} + \frac{(M_p - (M_{c1} + M_{c2} + \dots + M_{cn})) l_n}{G_n J_{pn}}, \quad (11.36)$$

где  $M_p$  — вращающий момент на роторе буровой установки;

$M_{c1}, M_{c2}, \dots, M_{cn}$  — момент для преодоления сил сопротивления вращению буровой колонны на участках расположения секций буровой колонны длиной  $l_1, l_2, \dots, l_n$ ;

$G_1, G_2, \dots, G_n$  — модули упругости материала буровых труб, которыми скомпонованы соответствующие секции буровой колонны;

$J_{p1}, J_{p2}, \dots, J_{pn}$  — осевые моменты инерции поперечных сечений буровых труб соответствующих секций буровой колонны.

При этом уровень сил сопротивления вращению колонны и их распределение по стволу принимаются по

данным предшествующего рейса. После вычисления значения прогнозного значения угла закручивания  $\varphi$  предполагаемое время начала вращения нижнего конца буровой колонны определяется формулой

$$t = \frac{2\pi\varphi}{\omega}, \quad (11.37)$$

где  $\omega$  — частота вращения ротора, с<sup>-1</sup>.

Опыт работы на глубинах 10–12 тыс. м показывает, что время от начала вращения до момента проворота нижней части буровой колонны, скомпонованной из ЛБТ, составляет не менее 0,25 ч, что удовлетворительно сходится с расчетами по приведенным формулам. На протяжении этого же времени возрастают показания датчика веса на крюке буровой установки, что свидетельствует о росте упругого удлинения буровой колонны за счет снижения сил сопротивления при ее движении к забою.

После получения сигнала о встрече с аварийным объектом (снижение значений показаний датчика веса на 10–20 кН, увеличение давления в циркуляционной системе, возрастание вращающего момента) скорость спуска буровой колонны следует снизить до 1–3 м/ч, чтобы по возможности исключить повреждение «головы» аварийного объекта.

Спуск устройства для вырезания буровых труб в предварительно обуренной зоне производится со скоростью 10–15 м/ч без вращения колонны. В интервалах местонахождения буровых замков аварийного объекта целесообразно снижение скорости спуска до 5–7 м/ч, чтобы обеспечить их беспрепятственное прохождение через устройство.

Закрепление ловильного инструмента на «голове» аварийного объекта должно производиться в регламентированном режиме (Писарницкий и др., 1989). Накрытие «головы» объекта производится в соответствии с описанными режимами. После получения сигнала об этом (возрастание давления в циркуляционной системе и вращающего момента) следует приостановить циркуляцию промывочной жидкости во избежание размывания формируемой ловильным инструментом резьбы за счет дополнительного перепада давления.

При наличии циркуляции промывочной жидкости через забой ее следует возобновить после надежного закрепления ловильного резьбообразующего инструмента. Повторные его докрепления целесообразно проводить при работающем на двух клапанах насосе, что, как показывает опыт, несколько облегчает доведение технологически необходимой величины вращающего момента до аварийного соединения.

Следует отметить, что эта величина с достаточной точностью определяется как разница между показаниями моментомера при закреплении и при свободном вращении буровой колонны:

$$M_a = M_s - M_c, \quad (11.38)$$

где  $M_a$  — величина вращающего момента, доведенная до аварийного соединения;

$M_3$  — максимальные показания моментомера при закреплении ловильного инструмента;

$M_c$  — показания моментомера при свободном вращении бурильной колонны.

Для обеспечения возможности соблюдения рекомендуемых технологических режимов, а также снижения вероятности возникновения вторичных аварийных ситуаций описанные устройства должны входить в состав специально сформированных КНБК, частями которых являются:

гидравлический разъединитель бурильной колонны (ГРБК) — устанавливается непосредственно над устройством;

утяжеленные бурильные трубы (УБТ) суммарным весом не менее 50 кН — для обеспечения технологически необходимой нагрузки при обурировании (при работах по вырезанию аварийного объекта УБТ не устанавливаются);

полноразмерный центратор (для предотвращения затягивания КНБК в желобные выработки при подъеме устройства на дневную поверхность) — устанавливается в верхней части КНБК.

Все элементы КНБК должны иметь по возможности одинаковый наружный диаметр, а их внутренний диаметр должен обеспечить возможность беспрепятственного прохода геофизических снарядов.

Работа по шаблонированию бурильной колонны грузом, спускаемым на геофизическом кабеле, а также

(в случае необходимости) взрывные работы обычно производятся специализированными геофизическими подразделениями. При этом для увеличения надежности проведения аварийных работ необходимо соблюдать некоторые ограничения.

При шаблонировании бурильных труб:

нижний торец груза должен иметь форму, исключающую его заклинивание при остановке на шламовой пробке;

над грузом должно быть установлено разрывное звено, позволяющее в случае заклинивания груза извлечь геофизический кабель из бурильной колонны;

обязательно наличие над грузом локатора металла для исключения значительного перепуска кабеля при остановке груза;

скорость спуска груза в аварийной части бурильных труб следует ограничить 500 м/ч для снижения вероятности его заклинивания при посадке на пробку.

Для увеличения результативности взрывных работ, наряду с выполнением изложенных требований, целесообразно перед началом спуска торпеды провести комплекс мероприятий по доведению максимально возможной вращающей или растягивающей нагрузки до сечения, где намечено произвести взрыв.

Соблюдение изложенных технологических режимов значительно увеличили эффективность и надежность работ по ликвидации ряда тяжелых аварий в Кольской сверхглубокой скважине.

## Литература

- Александров М. М. Силы сопротивления при движении труб в скважине. М.: Недра, 1978.
- Александров М. М. Взаимодействие колонны труб со стенками скважины. М.: Недра, 1982.
- Басович В. С. Методические основы прогнозирования сил сопротивления подъему инструмента при бурении сверхглубоких скважин // Труды ВНИИБТ. Вып. 56. 1983.
- Басович В. С., Следков В. В. Оценка действующих сил сопротивления в стволе сверхглубокой скважины // Труды ВНИИБТ. Вып. 57. 1983.
- Басович В. С., Ворожбитов М. И., Губерман Д. М. Влияние радиальных размеров элементов бурильной колонны на силы сопротивления при движении труб в скважине // Труды ВНИИТнефть. Вып. 11. 1979.
- Басович В. С., Варламов С. Е. Основы построения измерительных каналов телеметрической системы контроля забойных параметров бурения // Разведка и охрана недр. № 1. 1995.
- Басович В. С., Варламов С. Е., Файн Г. М. Формирование сигнала скважинной аппаратурой для передачи по гидравлическому каналу связи // Строительство нефтяных и газовых скважин на суше и на море. Вып. 3. М.: ВНИИОЭНГ, 1996.
- Басович В. С., Варламов С. Е., Файн Г. М. Контроль за осевой нагрузкой в процессе бурения сверхглубоких скважин // Строительство нефтяных и газовых скважин на суше и на море. Вып. 4. М.: ВНИИОЭНГ, 1996.
- Бердичевский В. И. Проблемы проектирования конструкции сверхглубоких скважин, функционирующих в режиме геологических лабораторий // Экспресс-информ. Серия: Строительство нефтяных и газовых скважин на суше и на море. Вып. 5. М.: ВНИИОЭНГ, 1993.
- Вудс Г., Лубинский А. Искривление скважин при бурении. М.: Гостоптехиздат, 1960.
- Гулизаде М. П., Зельманович Г. М. и др. Влияние анизотропии пород по буримости на процесс пространственного искривления // Нефть и газ. № 8. 1975.
- Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984.
- Писарницкий А. Д., Файн Г. М., Данелянц М. С. Особенности закрепления наружных резьбообразующих инструментов на легкоплавных бурильных трубах // Всесоюзная школа по техническим средствам и методам изучения окенов. Тез. докл. Геленджик, 1989.
- Поташников В. Д., Васильев Ю. С. и др. Анализ влияния анизотропии и угла падения горных пород на величину и направление, отклоняющей породоразру-

шающий элемент от движения по прямолинейной траектории // Труды ВНИИБТ. Вып. 58. 1983.

*Прищяк И. Е., Винярский Р. В. и др.* Ликвидация аварий с использованием наружной трубрезки // РНТС «Бурение». М.: ВНИИОЭНГ. № 4. 1982.

*Пустовойтенко И. П., Сельващук А. П.* Справочник мастера по сложным буровым работам. М.: Недра, 1983.

*Файн Г. М., Неймарк А. С.* Пректирование и эксплуатация бурильных колонн для глубоких скважин. М.: Недра, 1985.

*Файн Г. М., Штамбург В. Ф. и др.* Нефтяные трубы из легких сплавов. М.: Недра, 1990.

*Хахаев Б. Н., Бердичевский В. И.* Особенности крепления сверхглубоких скважин. Разведка и охрана недр. № 12. 1990.

*Guberman D. M., Berdichevsky V. I. et al.* Kola plumbs new depth // Oil and Gas Russia. V. № 2. Summer. 1993.

*Fine G. M., Basovich V. S. et al.* Proceedings of the 14<sup>th</sup> international conference on offshore mechanics and arctic engineering. USA. 1995.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные в предыдущих разделах новые результаты исследования Кольской сверхглубокой скважины еще раз подтверждают огромное значение осуществленного объединенными усилиями геологической службы страны уникального проекта по изучению глубинного строения континентальной земной коры.

Однако скважина не прекратила свое существование как источник новой геологической информации. Более четырех километров керна, поднятого для исследований, многие километры каротажных диаграмм, полученных в процессе двадцатипятилетнего исследования ствола десятками методов каротажа, должны оставаться в сфере внимания геологов, геофизиков и буровиков еще в течение очень длительного времени.

И, наконец, самое важное — сохранить уникальный ствол скважины, в котором могут выполняться многолетние междисциплинарные (в самом широком диапазоне научных интересов) исследования. Не следует упускать из внимания и техническую возможность когда-либо продолжить дальнейшее углубление скважины.

При оценке результатов исследования глубоких (и особенно сверхглубоких) скважин следует учитывать значительное искажение данных, вызываемых техногенным возмущением околоскважинного пространства процессом бурения (нарушается поле напряжений, температурный и гидрогеологический режимы, наблюдается магнитное и геохимическое засорение стенок скважины и т. д.).

Эта же причина затрудняет изучение вариаций естественных геолого-геофизических и геохимических полей в стволе скважины в процессе бурения и сразу после его окончания, поскольку результаты наблюдений искажаются длительной релаксацией геологической среды, возбужденной процессом бурения. Как показано в предыдущих разделах, многолетняя промывка скважины буровым раствором приводит к нарушению теплового режима в околоскважинном пространстве на длительный срок. Соответственно можно ожидать и изменения других геофизических параметров, связанных с нарушением целостности среды и зональной фильтрации раствора. Еще в большей сте-

пени это относится к составу вскрытых флюидов и характеру подземной биосферы.

Совершенно очевидно, что достоверные данные о свойствах среды могут быть получены только после того, как в околоскважинном пространстве восстановится стационарный режим.

Вместе с тем исследователей давно привлекала возможность выполнить многократные геолого-геофизические наблюдения непосредственно во внутренних точках среды и улучшить результаты за счет изменения соотношения сигнал/помеха, а также оценить глубинное влияние крупных природных и технических процессов.

Все эти и многие другие задачи предполагается решить в глубинной геолоборатории, в режим работы которой перешла Кольская сверхглубокая скважина. Таким образом, сверхглубокая научная скважина представляет собой принципиально новое техническое средство изучения геологической среды и особенностей протекающих в ней современных процессов и может оказаться важным элементом системы прогноза глобальных изменений и природных катастроф.

Идея создания глубинной геолоборатории возникла одновременно с постановкой самой задачи бурения сверхглубоких скважин, и на протяжении более 30 лет продолжается дискуссия о целях, задачах и методах исследований в глубинных геолобораториях. Предлагаются самые разнообразные варианты использования пробуренных глубоких скважин для углубленного исследования строения среды и процессов, протекающих в земной коре, — от изучения современных вариаций естественных полей до разработки новых гео- и биотехнологий.

Следует отметить, что при изучении сейсмоактивных зон и прогнозе землетрясений долговременные сейсмологические наблюдения в глубоких скважинах осуществляются достаточно давно и успешно (И. Л. Нерсисов и др.). Первый опыт активного изучения вариаций свойств геологической среды с применением искусственных источников принадлежит сейсмологам ИФЗ (1982 г.).

Фактически обсуждаются два направления использования глубоких скважин. В. Ю. Зайченко предусматривает использование ствола глубокой скважины по

сути дела в качестве долговременной геобсерватории по изучению вариаций преимущественно физических полей и считает недопустимым одновременное применение искусственных источников полей.

Другие исследователи обращают внимание на необходимость изучения вариаций не только физических полей, но и свойств среды, и в этом случае использование искусственно управляемых источников полей совершенно необходимо. При этом скважина и прилегающий к ней массив горных пород (геопространство) по сути дела используются как геолоборатория.

Рассматривается также (Б. Н. Хахаев) целесообразность активных воздействий непосредственно в скважине, позволяющих использовать ее ствол в качестве своеобразного датчика информации.

Таким образом, геолоборатория предусматривает решение более широкого круга задач, чем геобсерватория. Эти задачи в общем виде можно разбить на четыре группы:

1. Геологическое строение и эволюция континентальной земной коры и планеты Земля.

1.1. Современное строение земной коры.

1.2. Современные геологические (геохимические и гидрогеологические) процессы.

1.3. Процессы геологического прошлого.

В этой группе специфической задачей долговременных наблюдений в стволе скважины является исследование современных геологических и геохимических процессов, их вариаций и их вклада в современное строение континентальной земной коры. Решение задачи 1.3 будет получено в процессе дополнительных исследований околоскважинного пространства и керна.

2. Природа и пространственно-временные вариации геофизических полей.

2.1. Источники геофизических полей и их природа.

2.2. Природа геофизических границ.

2.3. Вариации геофизических полей.

Эти группы задач детально рассмотрены В. Ю. Зайченко. Следует обратить внимание на принципиальные возможности наблюдений на вертикальном профиле (стволе скважины) для определения природы физических полей различных оболочек Земли. Изучение длиннопериодных вариаций геофизических полей может помочь в установлении природы некоторых геофизических границ, например связанных с напряженным состоянием среды или гидрогеодинамическим полем.

3. Экологический мониторинг окружающей среды.

3.1. Подземная биосфера и ее взаимодействие с геологическими процессами и геофизическими полями.

3.2. Мониторинг техногенных факторов и их влияние на глубинную биосферу.

3.3. Прогнозирование глобальных изменений окружающей среды и природных катастроф.

В последние годы получено достаточное количество данных, свидетельствующих о широком развитии микробиологической активности в глубоких горизонтах Земли. Однако пока остаются неизвестны ни предельные глубины, температура и давление, ни масштабы этой деятельности. Сегодня нет надежных методов отбора стерильных проб горных пород и флюидов для микробиологического анализа, но имеются технические решения, и средства могут быть созданы.

До сих пор мы достаточно плохо представляем себе глубинность и масштаб воздействия крупных техногенных процессов на эволюцию земной коры. Эта проблема может оказаться чрезвычайно важной для прогнозирования наведенной сейсмичности и других геофизических полей.

4. Развитие новых технологий:

4.1. Технологии геолого-геофизических исследований.

4.2. Технологии бурения.

4.3. Использование глубинных недр для добычи полезных ископаемых и размещения отходов производства.

4.4. Технологии производства новых материалов с использованием термодинамических условий глубинных недр.

Основными объектами исследований в геолоборатории являются:

вещество геологических тел на различных уровнях его организации (элементы, минералы, горные породы, породные комплексы и земная кора в целом); физические поля Земли и Космоса (электромагнитное, сейсмоакустическое, тепловое, гравитационное, радиационное и др.);

подземные газы и флюиды;

подземная биосфера.

Исследоваться должны состав, свойства, строение объектов, их взаимодействие и пространственно-временные вариации. Естественно, что конкретный перечень объектов исследований зависит от местоположения геолоборатории, этапа исследований и, в первую очередь, от поставленных задач.

С учетом рассмотренных факторов можно предположить понимать под термином **глубинная геолоборатория** часть детально изученного геологического пространства (полигон), включающего специально оборудованную глубокую или сверхглубокую скважину, систему наземных и скважинных датчиков и источников различных типов геологических (геохимических, гидрогеологических) и геофизических полей.

Общая длительность наблюдений в геолоборатории и их периодичность определяются большой группой факторов, но, принимая во внимание, что

глубокая скважина, как и любое другое сооружение, имеет ограниченный срок службы, вероятно, можно ставить задачу осуществления наблюдений, по крайней мере, в течение одного 12-летнего цикла солнечной активности.

Периодичность наблюдений должна бы быть очень высокой, однако пока не существует технической возможности разместить в одном стволе большое число датчиков, охватывающих весь диапазон интересных полей. В связи с этим представляется возможным разумное сочетание скважинных и наземных наблюдений вариаций полей при условии, что общий тренд временных вариаций контролируется наземными наблюдениями, а характер пространственных изменений изучаемого параметра — дискретными наблюдениями в скважине.

Как уже было показано, качество наблюдений в скважине помимо чисто технических трудностей связано с проблемой длительной релаксации геологической среды, возмущенной процессом бурения. Изучение указанного процесса позволит не только получить важную информацию о параметрах среды, но и предоставит возможность создать необходимую методику учета техногенного влияния на результаты скважинных исследований. Поэтому чрезвычайно важно начать режимные наблюдения в скважине непосредственно после окончания ее бурения.

Объектами наблюдения в стволе скважины должны служить:

- основные литотипы пород;
- интервалы повышенной трещиноватости и современной миграции флюидов;
- интервалы с различными геофизическими характеристиками;
- зоны повышенной минерализации пород.

Ствол должен иметь достаточную протяженность необсаженного интервала, а рабочий раствор не должен мешать геофизическим и геохимическим наблюдениям.

И, наконец, немаловажной задачей функционирования глубинной геологической лаборатории является ее информационно-измерительная система с длительным сроком жизнедеятельности. В ней должны быть обеспечены сбор, хранение, обработка и передача как вновь получаемой, так и накопленной ранее в процессе бурения скважины информации.

В итоге многолетних периодических наблюдений комплекса геологических и геофизических параметров и детального исследования геологического строения трехмерного полигона геологической лаборатории возможно получение следующих основных результатов:

1. Проверка и создание фундаментальных гипотез строения и развития Земли, в том числе таких, как горизонтальная тектоническая расчлененность земной коры; общая гидродинамическая модель коры; возможность и условия существования подземной биосферы и т. д.

2. Получение новых сведений о процессах энерго-массопереноса; взаимодействиях и взаимовлиянии лито-, гидро- и биосфер; происхождении подземных вод и концентрации полезных ископаемых.

3. Данные об источниках и природе геофизических полей и границ.

4. Оценка экологических последствий глубинных геологических и наземных техногенных процессов и прогнозирование периодических изменений и катастрофических процессов и явлений.

5. Создание новых технологий изучения и использования земной коры и ее нетрадиционных ресурсов.

Очевидно, что при создании геологической лаборатории на базе завершённой бурением научной скважины необходимо учитывать широкий комплекс факторов, основными из которых являются:

- местоположение скважины (геологические и климатические условия, наличие мощных источников техногенных полей);

- конструкция и состояние ствола;

- характер и степень изученности вскрытого разреза и околоскважинного пространства;

- состояние аппаратно-методического, метрологического, технико-технологического и информационно-аналитического обеспечения планируемых к проведению исследований.

Кольская сверхглубокая скважина по природно-геологическим и технологическим условиям несомненно является крайне интересным объектом для создания в ней геологической лаборатории. СГ-3 является протяженной вертикальной координатой Кольской глубинной геологической лаборатории, а вскрытый ею разрез — и масштабной временной координатой. Вертикальная координата составляет 12,26 км непрерывного разреза, в том числе 6,84 км протерозойской Печенгской структуры и 5,42 км ее архейского основания. Временная координата только для этих структурных единиц превышает 1 млрд. лет (от 2,9–2,8 до 1,7–1,6 млрд. лет назад), а с учетом соседних рифейских образований п-ов Средний и Рыбачий (возраст около 1 млрд. лет) и полиметаллических жил побережья Баренцева моря (возраст около 500 млн. лет) составляет более 2 млрд. лет. Расположение скважины в пределах древнего щита, испытывающего современные активные вертикальные движения, детальная изученность вскрытого разреза архея и протерозоя, наличие вблизи скважины такого мощного природного источника геофизических полей, каким является океан, а также соседство крупных горно-рудных и горно-металлургических предприятий — все это позволяет решать в геологической лаборатории многие из перечисленных выше задач.

Имеющаяся конструкция скважины обеспечивает возможность долговременных наблюдений вариаций геофизических полей как в обсаженном, так и в открытом стволе и вариаций геохимических полей.

Естественно, что наличие обсадной колонны ограничивает комплекс методов, которые могут использоваться в стволе СГ-3 с существующим в настоящее время аппаратно-методическим обеспечением (в первую очередь это относится к электромагнитным методам, ядерно-геофизическим исследованиям с мягкими источниками излучения, различным видам опробования околоскважинной среды).

По инициативе Роскомнедра РФ в 1995 г. межведомственным коллективом ученых и специалистов разработан проект функционирования лаборатории.

Проект предусматривает:

1. Комплекс мероприятий по обеспечению проведения исследований в стволе СГ-3, включающий: а) подготовку ствола скважины к функционированию в режиме геолоборатории; б) замену и модернизацию устаревших и выработавших свой срок аппаратуры и технических средств обеспечения проведения ГИС (кабель, наземная и скважинная аппаратура); в) создание метрологического обеспечения проводимых исследований; г) проведение регулярных работ по контролю состояния глубинного геополигона.

2. Создание современной информационной системы геолоборатории с цифровой базой данных, с включением в нее следующих разделов: а) ГИС; б) изучение каменного материала; в) изучение околоскважинного пространства; г) технико-технологическая информация; д) результаты научно-исследовательских работ.

3. Комплекс исследований для получения новой информации о строении и свойствах среды геоблока СГ-3 и разработка среднemasштабных (М 1:50000 — 1:10000) объемных статических частных моделей и комплексной эталонной модели древней земной коры континентального типа.

4. Организацию долговременных режимных наблюдений в стволе СГ-3 и на геополигоне, включая:

а) отработку элементов методики проведения долговременных режимных наблюдений в открытой и обсаженной частях ствола СГ-3 за вариациями свойств среды и характером полей с использованием имеющейся аппаратуры;

б) определение состава стартового комплекса режимных наблюдений за вариациями полей и свойств среды (в первую очередь, процесса релаксации околоскважинного массива пород) в стволе СГ-3 и на геополигоне;

в) разработку методики выбора, выбор и апробацию интервалов (в стволе) и участков (на геополигоне) для долговременных режимных наблюдений;

г) проведение стартового комплекса наземных геофизических, геохимических, гидрогеологических и других исследований по доизучению строения узловых площадок и характера полей;

д) разработку и опробование технологий сопряженных режимных наблюдений;

е) проведение регулярных наблюдений за геополемиями и вариациями свойств среды с постоянным вводом в исследовательский комплекс разрабатываемых технологий.

5. Комплекс научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ для создания аппаратно-методического обеспечения режимных наблюдений и получения новой информации о строении и свойствах среды геоблока СГ-3, включающий:

а) адаптацию и модернизацию имеющихся аппаратно-методических средств в соответствии с условиями и задачами исследований;

б) разработку и изготовление новых аппаратно-методических средств.

Выполнение всего перечисленного комплекса работ позволит достичь следующих основных результатов:

1. Создать новое техническое средство для комплексных исследований недр Земли — геолобораторию, включающую специально оборудованный ствол; комплекс технических, аппаратно-методических и метрологических средств для обеспечения проведения скважинных исследований; информационную систему с цифровой базой данных и средствами внешнего обмена информацией.

2. Получить новые данные о строении и составе земной коры геоблока СГ-3 и разработать ряд среднemasштабных (М1:50 000 — 1:10 000) объемных моделей (геолого-структурную, рудной минерализации, гидрогеологическую, геохимическую, напряженно-деформированного состояния среды, геоэлектрическую, сейсмоакустическую, гравитационную, геомагнитную, теплофизическую, геотермическую, палеоклиматическую, микробиологическую и др.).

3. Определить состав стартового комплекса режимных наблюдений, изучить характер и источники исследуемых полей (гидрогеодинамического, геохимического, радиационного, электромагнитного, сейсмоакустического, геотермического, напряжений и деформаций), а также поведение околоскважинной среды после снятия техногенного воздействия.

4. Разработать новые аппаратно-методические средства для изучения состава и строения среды (сейсмоакустическими, электрическими, ядерно-геофизическими методами) и проведения режимных наблюдений (акустшумометрических, магнитометрических, геоэлектрических, гравиметрических, сейсмогравиметрических, геотермических).

5. Разработать и опробовать технологии скважинных, наземных и сопряженных режимных наблюдений (сейсмоакустических, геотермических, магнитометрических, гравиметрических, электрометрических, ядерно-геофизических и гидрогеологических).

Работы по организации геолоборатории на базе СГ-3 продолжаются уже два года. За истекшее время проведен комплекс скважинных исследований (совмест-

но со специалистами ВИРГ – Рудгеофизики, МАГЭ, Спецгеофизики, ПМГРЭ и Университета Вайоминг), направленных на изучение вариаций полей и свойств среды, получение новых данных о строении геоблока СГ-3 и отработку методики режимных наблюдений.

С целью получения новых данных о строении геоблока на наземном полигоне геологической лаборатории проведены работы по геохимическому опробованию пород (ВИРГ – Рудгеофизика) и МОВ – ОГТ (увязочный профиль для корреляции данных на региональном профиле Лиинахамари-Краснодар с разрезом СГ-3).

Продолжается систематизация геолого-геофизической и технико-технологической информации,

полученной в процессе бурения СГ-3, и подготовка ее к вводу в цифровую базу данных.

В настоящее время в мире помимо Кольской глубоководной геологической лаборатории функционируют Воротиловская глубоководная геологическая обсерватория (созданная на базе Воротиловской ГС) и лаборатория GFZ (созданная на базе скважины КТВ, Германия). Это представляет уникальную возможность проведения на этих объектах одновременных режимных наблюдений за глобальными длинопериодными вариациями полей и изучения вклада различных составляющих (естественного и техногенного генезиса) в регистрируемые параметры.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Введение</b> . . . . .	5
<b>Глава 1. Основные черты геологического строения северо-востока Балтийского щита.</b>	
<i>Митрофанов Ф. П., Смолькин В. Ф., Шаров Н. В.</i> . . . . .	7
1.1. Геотектоническое районирование Балтийского щита . . . . .	7
1.2. Геологическое строение Кольской субпровинции . . . . .	12
1.2.1. Геотектоническое районирование и глубинное строение . . . . .	13
1.2.2. Геодинамические модели развития раннепротерозойского Печенгско-Варзугского пояса . . . . .	20
1.3. Геолого-геофизическое строение района заложения СГ-3 . . . . .	23
<b>Глава 2. Новые геолого-петрофизические данные о разрезе Кольской сверхглубокой скважины.</b> <i>Смирнов Ю. П., Тюремнов В. А.</i> . . . . .	35
Введение . . . . .	35
2.1. Метаосадочные породы карельского комплекса и их ритмичность . . . . .	37
2.2. Цикличность и корреляция метаморфических пород кольско-беломорского комплекса . . . . .	47
2.3. Пара- и ортоамфиболиты . . . . .	52
<b>Глава 3. U–Pb геохронология пород архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины.</b> <i>Чен Я. Д., Кроу Т. Е., Ветрин В. Р., Митрофанов Ф. П.</i> . . . . .	59
<b>Глава 4. Геохимия глубинных зон докембрийской коры.</b> <i>Кременецкий А. А., Икорский С. В., Каменский И. Л., Сазонов А. М.</i> . . . . .	71
4.1. Геохимия золота . . . . .	74
4.2. Глубинная геохимическая зональность и прогноз оруденения . . . . .	81
4.3. Геохимия изотопов гелия . . . . .	87
4.4. Геохимия радиоактивных элементов и модель теплогенерации докембрийской коры . . . . .	92
<b>Глава 5. Глубинное рудообразование.</b> <i>Яковлев Ю. Н., Нерадовский Ю. Н.</i> . . . . .	99
Введение . . . . .	99
5.1. Состав и распределение рудной минерализации в разрезе СГ-3 . . . . .	100
5.2. Основные разновидности оруденения . . . . .	103
5.3. О возрасте рудной минерализации . . . . .	111
5.4. Характеристика рудных минералов . . . . .	112
5.5. Об условиях формирования рудной минерализации . . . . .	125
<b>Глава 6. Объемные модели и геодинамика Печенгского рудного района и сопредельных территорий</b> . . . . .	130
Введение. <i>Казанский В. И.</i> . . . . .	130
6.1. Трехмерные модели верхней коры района бурения Кольской сверхглубокой скважины и сопредельных территорий Кольского полуострова . . . . .	131
6.1.1. Трехмерная геофизическая модель. <i>Глазнев В. Н., Раевский А. Б.</i> . . . . .	131
6.1.2. Трехмерная геолого-плотностная модель. <i>Миц М. В., Глазнев В. Н., Раевский А. Б.</i> . . . . .	134
6.2. Локальные структуры и глубинное строение Печенгского рудного района. <i>Казанский В. И., Кузнецов А. В., Лобанов К. В., Кузнецов О. Л., Пиманова Н. Н., Черемисина Е. Н.</i> . . . . .	134
6.2.1. Предварительные замечания . . . . .	134
6.2.2. О границах и металлогении Печенгского рудного района . . . . .	136
6.2.3. Формализация и сопоставление разреза СГ-3 и опорного профиля на поверхности, оценка альтернативных моделей . . . . .	140
6.2.4. Интегральная глубинная геодинамическая модель Печенгского рудного района . . . . .	142
6.3. Региональные структуры и палеогеодинамические модели. <i>Миц М. В.</i> . . . . .	146
6.3.1. Структурные и формационные данные . . . . .	146
6.3.2. «Коллизионная» модель геологической эволюции . . . . .	149
<b>Глава 7. Геофизические границы района бурения СГ-3 и их природа</b> . . . . .	156
Введение. <i>Шаров Н. В.</i> . . . . .	156
7.1. Влияние сверхглубокого бурения на эволюцию представлений о природе глубинных сейсмических границ. <i>Шаров Н. В., Епинатьева А. М.</i> . . . . .	156
7.2. Сейсмические методы и их разрешающая способность. <i>Шаров Н. В., Певзнер С. Л., Епинатьева А. М.</i> . . . . .	157
7.3. Характеристика сейсмических границ и неоднородностей по данным наземных и скважинных наблюдений. <i>Шаров Н. В., Рисположенский Ю. А., Караев Н. А., Полякова В. А., Ронин А. Л., Лизинский М. Д., Исанина Э. В., Епинатьева А. М., Галдин Н. Е.</i> . . . . .	159

7.4. Природа геоэлектрических границ в пространстве СГ-3. <i>Жамалетдинов А. А., Кузнецов Ю. И., Галичанина Л. Д.</i> . . . . .	167
7.5. Экстраполяция данных геофизических исследований при сверхглубоком бурении на территории Балтийского щита. <i>Шаров Н. В., Жамалетдинов А. А., Расположенский Ю. А., Лизинский М. Д., Певзнер Л. А., Галдин Н. Е.</i> . . . . .	172
<b>Глава 8. Геотермические характеристики разреза СГ-3.</b> <i>Попов Ю. А., Певзнер С. Л., Пименов В. П., Ромушкевич Р. А., Певзнер Л. А.</i> . . . . .	176
8.1. Тепловые свойства горных пород . . . . .	176
8.2. Температура, градиент температуры и эффективная теплопроводность . . . . .	180
8.3. Оценка плотности кондуктивного теплового потока и интерпретация полученных геотермических данных . . . . .	184
<b>Глава 9. Физические свойства и состояние пород в разрезе СГ-3 по данным петрофизических и геофизических исследований.</b> <i>Кузнецов Ю. И., Абдрахимов М. З., Ашиток В. И., Галдин Н. Е., Грачев В. Н., Медведев Р. В., Семашко С. В., Стор В. Н., Смирнов Ю. П., Фарыга Л. И.</i> . . . . .	191
9.1. Характеристика выноса керна . . . . .	191
9.2. Методика изучения физических свойств керна и шлама . . . . .	191
9.3. Упругие и плотностные свойства . . . . .	193
9.4. Фильтрационные и емкостные свойства . . . . .	195
9.5. Деформационно-прочностные свойства и характер разрушения пород в процессе бурения . . . . .	196
9.6. Радиоактивные свойства . . . . .	198
9.7. Свойства пород в условиях повышенных давлений и температур . . . . .	198
9.7.1. Упругие свойства . . . . .	198
9.7.2. Фильтрационно-емкостные свойства . . . . .	201
9.7.3. Деформационно-прочностные свойства . . . . .	201
9.8. Результаты геофизических исследований свойств пород . . . . .	204
<b>Глава 10. Упругая анизотропия и палеонапряжения в разрезе СГ-3.</b> <i>Горбацевич Ф. Ф., Смирнов Ю. П.</i> . . . . .	208
<b>Глава 11. Техника и технология сверхглубокого бурения (проблемы и решения)</b> . . . . .	220
11.1. Проблемы бурения сверхглубоких скважин с научными целями в кристаллических горных породах. <i>Губерман Д. М., Басович В. С., Бердичевский В. И., Писарницкий А. Д., Файн Г. М.</i> . . . . .	220
11.2. Конструкция скважины и технология ее крепления. <i>Бердичевский В. И., Писарницкий А. Д., Файн Г. М., Басович В. С., Губерман Д. М., Хахаев Б. Н.</i> . . . . .	224
11.2.1. Конструкция скважины . . . . .	224
11.2.2. Технология спуска и крепления обсадных колонн на больших глубинах . . . . .	225
11.2.3. Методика оценки долговечности обсадных колонн . . . . .	226
11.3. Бурильная колонна. <i>Файн Г. М., Басович В. С., Писарницкий А. Д., Бердичевский В. И., Басович Д. В.</i> . . . . .	227
11.3.1. Нагружение бурильной колонны . . . . .	227
11.3.2. Особенности проектирования бурильных колонн из ЛБТ . . . . .	230
11.4. Технология предупреждения искривления ствола скважины. <i>Басович В. С., Бердичевский В. И., Губерман Д. М., Писарницкий А. Д., Чвыков О. С.</i> . . . . .	234
11.4.1. Методические основы предупреждения искривления ствола скважины . . . . .	234
11.4.2. Статический расчет КНБК . . . . .	235
11.4.3. Технические средства контроля за искривлением ствола в процессе бурения . . . . .	236
11.4.4. Выбор компоновки низа бурильной колонны . . . . .	238
11.5. Телеметрическая система контроля основных забойных параметров при бурении. <i>Басович В. С., Леонов А. И.</i> . . . . .	240
11.5.1. Принцип построения измерительных каналов . . . . .	240
11.5.2. Конструктивные особенности многоканальной телеметрической системы . . . . .	241
11.6. Аварии и осложнения в процессе бурения. <i>Писарницкий А. Д., Бердичевский В. И., Файн Г. М.</i> . . . . .	243
11.6.1. Оценка аварийных ситуаций и осложнений при бурении . . . . .	243
11.6.2. Технологии и технические средства предупреждения и ликвидации аварий и осложнений . . . . .	245
<b>Заключение</b> . . . . .	251

## CONTENTS

<b>Introduction</b> . . . . .	5
<b>Chapter 1. Main features of the geological structure of the northeastern Baltic Shield.</b>	
<i>Mitrofanov F. P., Smolkin V. F., Sharov N. V.</i> . . . . .	7
1.1. Geotectonic subdivision of the Baltic Shield . . . . .	7
1.2. Geological structure of the Kola subprovince . . . . .	12
1.2.1. Geotectonic subdivision and deep structure . . . . .	13
1.2.2. Geodynamic models of development of the Early Proterozoic Pechenga-Varzuga belt . . . . .	20
1.3. Geologic-geophysical structure of the SD-3 drill site . . . . .	23
<b>Chapter 2. New geologic-petrophysical data on the section of the Kola Superdeep Well.</b>	
<i>Smirnov Yu. P., Tyuremnov V. A.</i> . . . . .	35
Introduction . . . . .	35
2.1. Metasedimentary rocks of the Karelian complex and their rhythmic occurrence . . . . .	37
2.2. Cyclicity and correlation of metamorphic rocks of the Kola-Belomorian complex . . . . .	47
2.3. Para- and ortho-amphibolites . . . . .	52
<b>Chapter 3. U-Pb geochronology of rocks from the Archean part of the section through the Kola Superdeep Well.</b> <i>Chen Y. D., Krogh T. E., Vetrin V. R., Mitrofanov F. P.</i> . . . . .	59
<b>Chapter 4. Geochemistry of deep zones of the Precambrian crust.</b> <i>Kremenetsky A. A., Ikorsky S. V., Kamensky I. L., Sazonov A. M.</i> . . . . .	71
4.1. Gold geochemistry . . . . .	74
4.2. Deep geochemical zoning and a prognosis of mineralization . . . . .	81
4.3. Geochemistry of helium isotopes . . . . .	87
4.4. Geochemistry of radioactive elements and a model of heat generation in the Precambrian crust . . . . .	92
<b>Chapter 5. Deep ore formation.</b> <i>Yakovlev Yu. N., Neradovsky Yu. N.</i> . . . . .	99
Introduction . . . . .	99
5.1. Composition and distribution of ore mineralization in the SD-3 section . . . . .	100
5.2. Main varieties of mineralization . . . . .	103
5.3. On the age of the ore mineralization . . . . .	111
5.4. Characteristics of ore minerals . . . . .	112
5.5. On conditions of formation of the ore mineralization . . . . .	125
<b>Chapter 6. Three-dimensional models and geodynamics of the Pechenga ore region and adjacent areas</b> . . . . .	130
Introduction. <i>Kazansky V. I.</i> . . . . .	130
6.1. Three-dimensional models of the upper crust in the Kola Superdeep drill site and adjacent areas of the Kola Peninsula . . . . .	131
6.1.1. Three-dimensional geophysical model. <i>Glaznev V. N., Rayevsky A. B.</i> . . . . .	131
6.1.2. Three-dimensional geologic-density model. <i>Mintz M. V., Glaznev V. N., Rayevsky A. B.</i> . . . . .	134
6.2. Local structures and the deep structure of the Pechenga ore region. <i>Kazansky V. I., Kuznetsov A. V., Lobanov K. V., Kuznetsov O. L., Pimanova N. N., Cheremisina E. N.</i> . . . . .	134
6.2.1. Preliminary remarks . . . . .	134
6.2.2. Boundaries and metallogeny of the Pechenga ore region . . . . .	136
6.2.3. Formalization and compilation of the Kola Superdeep Well section and a reference profile on the surface, an evaluation of alternative models . . . . .	140
6.2.4. Integral deep geodynamic model of the Pechenga ore region . . . . .	142
6.3. Regional structures and paleodynamic models. <i>Mintz M. V.</i> . . . . .	146
6.3.1. Structural and formational data . . . . .	146
6.3.2. «Collision» model of the geologic evolution . . . . .	149
<b>Chapter 7. Geophysical boundaries in the SD-3 drill site area and their nature.</b> . . . . .	156
Introduction. <i>Sharov N. V.</i> . . . . .	156
7.1. The influence of super-deep drilling on the evolution of the concepts on the nature of deep seismic boundaries. <i>Sharov N. V., Yepinatieva A. M.</i> . . . . .	156
7.2. Seismic methods and their resolution. <i>Sharov N. V., Pevzner S. L., Yepinatieva A. M.</i> . . . . .	157
7.3. Characteristics of seismic boundaries and heterogeneities from on-land and downhole observations. <i>Sharov N. V., Rispolozhensky Yu. A., Karaev N. A., Polyakova V. A., Ronin A. L., Lizinsky M. D., Isanina E. V., Yepinatieva A. M., Galdin N. E.</i> . . . . .	159

7.4. The nature of geo-electrical boundaries in the SD-3. <i>Zhamaletdinov A. A., Kuznetsov Yu. I., Galichanina L. D.</i> . . . . .	167
7.5. An extrapolation of data from geophysical investigations performed in the course of super-deep drilling in the Baltic Shield. <i>Sharov N. V., Zhamaletdinov A. A., Rispolozhensky Yu. A., Lizinsky M. D., Pevzner L. A., Galdin N. E.</i> . . . . .	172
<b>Chapter 8. Geothermal characteristics of the SD-3 section.</b> <i>Popov Yu. A., Pevzner S. L., Pimenov V. P., Romushkevich R. A., Pevzner L. A.</i> . . . . .	176
8.1. Thermal properties of rocks . . . . .	176
8.2. Temperature, temperature gradient and effective heat conductivity . . . . .	180
8.3. An assessment of density of the conductive heat flow and an interpretation of the obtained geothermal data . . . . .	184
<b>Chapter 9. Physical properties and the state of rocks in the SD-3 section from petrophysical and geophysical investigations.</b> <i>Kuznetsov Yu. I., Abdrakhimov M. Z., Ashitok V. I., Galdin N. E., Grachev V. N., Medvedev R. V., Semashko S. V., Smirnov Yu. P., Stor V. N., Faryga L. I.</i> . . . . .	191
9.1. Characteristics of the core recovery . . . . .	191
9.2. Techniques of studying physical properties of the core and drilling mud . . . . .	191
9.3. Elastic properties and density . . . . .	193
9.4. Filtration and capacitive properties . . . . .	195
9.5. Deformation, strength and the nature of rock destruction in the course of drilling . . . . .	196
9.6. Radioactive properties . . . . .	198
9.7. Rock properties in high P-T conditions . . . . .	198
9.7.1. Elastic properties . . . . .	198
9.7.2. Filtration and capacitive properties . . . . .	201
9.7.3. Deformation and capacitive properties . . . . .	201
9.8. Results from geophysical study of rock properties . . . . .	204
<b>Chapter 10. Elastic anisotropy and paleo-stress in the SD-3 section.</b> <i>Gorbatsevich F. F., Smirnov Yu. P.</i> . . . . .	208
<b>Chapter 11. Techniques and technology of super-deep drilling (problems and solutions)</b> . . . . .	220
11.1. Problems of research-oriented superdeep drilling in crystalline rocks. <i>Guberman D. M., Basovich V. S., Berdichevsky V. I., Pisarnitsky A. D., Fain G. M.</i> . . . . .	220
11.2. Construction of the well and the technology of casing. <i>Berdichevsky V. I., Pisarnitsky A. D., Fain G. M., Basovich V. S., Guberman D. M., Khakhaev B. N.</i> . . . . .	224
11.2.1. Construction of the well . . . . .	224
11.2.2. Technology of lowering and casing at large depths . . . . .	225
11.2.3. Techniques of estimating the durability of casing strings . . . . .	226
11.3. Drill pipe string. <i>Fain G.M., Basovich V.S., Pisarnitsky A.D., Berdichevsky V. I., Basovich D. V.</i> . . . . .	227
11.3.1. Loading of the drill pipe string . . . . .	227
11.3.2. Peculiar features of designing drill pipe strings consists of drilling pipes made of aluminium based alloys . . . . .	230
11.4. The technology of preventing well deviation. <i>Basovich V.S., Berdichevsky V. I., Guberman D. M., Pisarnitsky A. D., Chvykov O. S.</i> . . . . .	234
11.4.1. Methodological grounds of preventing well deviation . . . . .	234
11.4.2. Statical calculation of the bottom hole assembly . . . . .	235
11.4.3. Technical facilities of well deviation control in the course of drilling . . . . .	236
11.4.4. Selection of the bottom hole assembly . . . . .	238
11.5. Telemetric system of control of the main bottom-hole parameters in the course of drilling. <i>Basovich V. S., Leonov A. I.</i> . . . . .	240
11.5.1. The principle of constructing measurement channels . . . . .	240
11.5.2. Constructive features of multichannel telemetric system . . . . .	241
11.6. Failures and complications in the course of drilling. <i>Pisarnitsky A. D., Berdichevsky V. I., Fain G. M.</i> . . . . .	243
11.6.1. Evaluation of emergency situations and complications in the course of drilling . . . . .	243
11.6.2. Technology and technical facilities of preventing and eliminating failures and complications . . . . .	245
<b>Conclusion</b> . . . . .	251

# КОЛЬСКАЯ СВЕРХГЛУБОКАЯ

*Научные результаты  
и опыт исследований*

Научный редактор *Т. Ф. Писарниц*

Редактор *Э.И. Морозова*

Технический редактор *Т.В. Береш*

Компьютерная верстка *А.Е. Бард*

Межотраслевой фонд по сертификации нефтегаз  
и нефтехимического оборудования «ТЕХНОНЕФТ»  
117917, Москва, Ленинский просп., 65

Лицензия ЛР № 071625 от 14.04.98

---

Подписано в печать 10.06.98

Усл. печ. л. 32,5

Тираж 1000 экз.

Формат 60x

Уч.-изд.

Заказ

---

Отпечатано в типографии издательства «Нефть и  
Москва, Ленинский просп., 65, ГАНГ им. И.М. Гу