

СТРОЕНИЕ и ДИНАМИКА ЛИТОСФЕРЫ БЕЛОМОРЬЯ





*Посвящается 75-летию
Карельского научного центра
Российской академии наук*

MINISTRY OF SCIENCE AND HIGHER EDUCATION
OF THE RUSSIAN FEDERATION
FEDERAL RESEARCH CENTRE
KARELIAN RESEARCH CENTRE, RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOLOGY

LITHOSPHERIC STRUCTURE AND DYNAMICS OF THE WHITE SEA REGION

Executive Editor N. V. Sharov

Petrozavodsk
2022

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КарНЦ РАН

СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА ЛИТОСФЕРЫ БЕЛОМОРЬЯ

Ответственный редактор Н. В. Шаров

Петрозаводск
2022

УДК 551.14 + 550.347.62(470.2)

ББК 26.32

С86

Авторы:

В. Э. Асминг, Н. Ю. Афонин, Л. И. Бакунович, А. С. Балувев, Б. З. Белашев, И. В. Бугаенко, Н. В. Ваганова, А. Н. Виноградов, К. Б. Данилов, В. А. Журавлев, Л. Н. Заец, С. Ю. Колодяжный, Н. Б. Кузнецов, А. Н. Морозов, С. Б. Николаева, М. Ю. Нилов, Т. В. Романюк, Е. Н. Терехов, А. В. Федоров, Т. А. Цветкова, Н. В. Шаров, С. В. Шварев, Е. Ю. Яковлев

Рецензенты:

докт. геол.-минер. наук *Ю. Г. Кутинов*

докт. геол.-минер. наук *М. Г. Леонов*

Строение и динамика литосферы Беломорья : монография / В. Э. Асминг, Н. Ю. Афонин, Л. И. Бакунович [и др.] ; отв. ред. Н. В. Шаров ; Министерство науки и высшего образования Российской Федерации, Федеральный исследовательский центр «Карельский научный центр Российской академии наук», Институт геологии КарНЦ РАН. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2022. – 239 с.: ил. 133, табл. 8. Библиогр. 917 назв.

ISBN 978-5-9274-0914-3

В коллективной монографии на основе анализа и обобщения всей совокупности имеющейся геолого-геофизической информации, накопленной за прошедшие 50 лет, даны современные представления о глубинном строении земной коры Белого моря и прилегающих территорий. Объектом исследования является бассейн Белого моря, находящийся на сочленении северо-восточного склона Фенноскандинавского щита и Русской плиты. Акватория моря и прилегающая суша носит название Беломорский регион или Беломорье. Считается, что структура сформировавшихся здесь в архее докембрийских блоков континентальной коры региона сохранилась до настоящего времени. Подтверждением того является совпадение источников крупных аномалий гравитационного и магнитного полей Фенноскандинавского щита и различие в форме и положениях аномалий северо-западной части Мезенской синеклизы. Последний факт свидетельствует о процессах протерозойского рифтогенеза и последующей тектоно-магматической активизации на северо-восточном краю Восточно-Европейской платформы. Внимание авторов сосредоточено на результатах инструментальных сейсмологических наблюдений, полученных в последние годы, явлениях и процессах, порождающих сейсмичность, и других проявлениях современной геодинамики. Обобщение и комплексная интерпретация накопленных данных по геологии, тектонике, геофизике позволили выявить новые детали глубинного строения литосферы, уточнить ее состав, возможную геологическую природу и геодинамические условия ее формирования.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, работающих в области изучения земной коры и верхней мантии докембрийских щитов, а также на студентов, аспирантов и молодых специалистов, интересующихся тайнами земных глубин.

УДК 551.14 + 550.347.62(470.2)

ББК 26.32



*Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 21-15-00019
Издание РФФИ не подлежит продаже*

This joint monograph presents the modern concept of the deep crustal structure of the White Sea and adjacent areas based on analysis and assessment of available geological and geophysical information obtained over the past fifty years. The goal of the project was to study the White Sea basin located at the contact of the northeastern slope of the Fennoscandian Shield and the Russian Plate. The White Sea basin and the adjacent land are collectively called the White Sea Region. It is believed that the structure of the Precambrian blocks of the region's continental crust formed here in Archean time has preserved up to the present day. This assumption is supported by the coincidence of the sources of big gravity and anomaly field anomalies in the Fennoscandian Shield and by differences in the shape and position of anomalies in the northwestern Mezen syncline. This evidence is indicative of Proterozoic rift formation followed by tectonomagmatic activation on the northeastern margin of the East European Platform. The authors focused their attention on the results of instrumental seismological monitoring obtained in the past few years, as well as phenomena and processes which provoke seismicity and other modern geodynamic processes. Analysis and interpretation of available geological, tectonic and geophysical data have increased our knowledge of the deep structure, composition and possible geological origin of the lithosphere and the geodynamic setting in which it formed.

The book is expected to provide a tool for a wide circle of scholars who study the earth crust and upper mantle of Precambrian shields as well as students, postgraduates and young specialists who wish to unveil the Earth's mysteries.

Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research, grant 21-15-00019

The edition of the RFBR isn't subject for sale

ISBN 978-5-9274-0914-3

doi: 10.17076/lithows2022

© Коллектив авторов, 2022

© ФИЦ «Карельский научный центр РАН», 2022

© Институт геологии КарНЦ РАН, 2022

ПРЕДИСЛОВИЕ

В книге представлен обобщенный материал по геолого-геофизическим работам, которые проводились в акватории Белого моря и на прилегающих территориях в течение нескольких десятилетий. Она не претендует на однозначное толкование всех аспектов многоплановой информации. Естественно, что при подготовке отдельных глав различными специалистами, стоящими зачастую на разных геологических платформах, не удалось достигнуть единства взглядов на полученные результаты. Редакция сочла разумным сохранить авторские трактовки фактических материалов, существующие в научной среде альтернативные точки зрения. Для более тщательной и непротиворечивой интерпретации результатов геолого-геофизических материалов необходимо продолжение научных исследований, постановка систематических наблюдений и активная дискуссия по основным вопросам строения и эволюции Беломорья, затронутым в работе.

Издание монографии стало возможным благодаря конструктивной работе и плодотворному сотрудничеству, зачастую за счет энтузиазма и личного времени, большого коллектива геологов и геофизиков из научных и производственных организаций Апатитов, Архангельска, Киева, Москвы, Мурманска, Петрозаводска, Санкт-Петербурга, длительное время принимавших участие в исследованиях Беломорья. Ответственными за подготовку отдельных глав были А. С. Балугев, В. А. Журавлев, А. Н. Морозов, С. Б. Николаева, А. В. Федоров, Н. В. Шаров. Фамилии всех авторов и разделы, в работе над которыми они участвовали, указаны в оглавлении.

Некоторые частные вопросы решались при финансовой поддержке РФФИ инициативные и экспедиционные гранты 17-35-50079; 18-05-70018; 18-35-00003; 19-05-00481; 20-35-90034, а также при выполнении Госзаданий.

Авторы благодарны официальным рецензентам научному руководителю лаборатории глубинного геологического строения и динамики литосферы Института геодинамики и геологии ФИЦКИА УрО РАН докт. геол.-минер. наук Ю. Г. Кутинову и главному научному сотруднику лаборатории тектоники консолидированной коры Геологического института РАН докт. геол.-минер. наук М. Г. Леонову, сделавшим ряд ценных замечаний по рукописи. Пожелания рецензентов учтены в ее окончательной редакции.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

ААП – Архангельская алмазоносная провинция	МАГЭ – морская арктическая геологоразведочная экспедиция
АДСС – автономные донные сейсмические станции	ММЗ – метод микросейсмического зондирования
АМП – аномальное магнитное поле	МОВ – метод отраженных волн
БЩ (ФЩ) – Балтийский щит (Фенноскандинавский щит)	МОВЗ (МРС) – метод обменных волн (метод разведочной сейсмологии)
ВЕК – Восточно-Европейский кратон	МОГТ (ОГТ) – метод общей глубинной точки
ВЕП – Восточно-Европейская платформа	МПВ – метод преломленных волн
ВОЗ – возможные очаги землетрясений	МПП – металлы платиновой группы
ВСЕГЕИ – Всероссийский геологический институт	ОПВ – объединенный пункт возбуждения
ВСП – вертикальное сейсмическое профилирование	ПВ – пункт взрыва
ГИ ФИЦ КНЦ РАН – Геологический институт Федерального исследовательского центра «Кольский научный центр Российской академии наук»	ПК – пикет
ГСЗ – глубинное сейсмическое зондирование	ПМ – поверхность Мохоровичича
ЗАП – Западно-Архангельская платформа	ПЦСК – Постоянная Центральная сейсмологическая комиссия
ИГ ФИЦ КарНЦ РАН – Институт геологии Федерального исследовательского центра «Карельский научный центр Российской академии наук»	РЗЭ – редкоземельные элементы
КВ – Колмозеро-Воронья	РМА – региональная магнитная аномалия
КК – Карельский кратон	РСБМ – рифтовая система Белого моря
КМПВ – корреляционный метод преломленных волн	СГ-3 – Кольская сверхглубокая скважина
КоФ ФИЦ ЕГС РАН – Кольский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук»	СГГ – слой Голицына-Гейко
ЛБПП – Лапландско-Беломорский гранулитогнейсовый подвижный пояс	СМР – сейсмическое микрорайонирование
ЛК – линеамент Карпинского	ТП – тепловой поток
	ТРК – Тролльфьорд-Рыбачий-Канин
	ТТГ – тоналит-трондьемит-гранодиоритовый
	УЩК – ультраосновной щелочной комплекс
	ФЩ – Фенноскандинавский (Балтийский) щит
	ХКТЗ – Хибино-Контозерская тектоническая зона

Беломорье – раздольный, но суровый край. Трудно определить границы Беломорья и содержание этого понятия. Это и Белое море, и его берега, и человек, заселивший их, и труд его, и быт, и радость творчества...

К. П. Гемп. Сказ о Беломорье

ВВЕДЕНИЕ

Неслучайно Петр Первый начал создавать «молодую Россию» после своего трехкратного посещения Беломорья. Здесь он основал государственную верфь, начал строительство первых военно-торговых кораблей. Для строительства северной столицы и Балтийского военно-морского флота царь в полной мере использовал природный, материальный, людской и творческий потенциал поморов, зачастую действуя жесткими методами.

В своих трудах М. В. Ломоносов [2011] много внимания уделял характеристике природных богатств Севера. И это понятно. Помышляя о благе и преуспевании всего государства, он не забывал и своей «малой родины». Так, например, в «Первых основаниях металлургии» он отдельно упоминает о Поморье, утверждая, что берега Белого моря «должны быть не скудны минералами». Будущее подтвердило его правоту.

В 1741 г. Ломоносов, первый русский ученый-геолог, завершил «Минеральный каталог» – описание собрания минералов и окаменелостей Минерального кабинета Кунсткамеры Академии наук. В собрании он встретил и образцы горных пород и руд с родного ему Русского Севера. В кабинете хранились четыре образца самородного серебра с острова Медвежьего в Белом море, добытого поморами-рудознателями. Он предполагает, что это было первое русское серебро (по архивным данным, его добывали уже в 1669 г.).

В 1757–1759 гг. родоначальник отечественной геологии написал блестящий трактат «О слоях земных», который, по оценке современных специалистов, на два столетия опередил геологическую мысль того времени. Здесь представления российского ученого о строении Земли нашли наиболее полное выражение. И вновь он обращается к родному Русскому Северу. «По многим доказательствам заключаю, что и в северных земных недрах пространно и богато царствует натура». Убежден он был и в том, что на беломорском Севере есть месторождения алмазов: «...не можем сомневаться, что могли произойти алмазы, яхонты и другие дорогие камни и могут отыскаться, как недавно серебро и золото, коего предки наши не знали» [Ломоносов, 2011].

В 1980-х гг. северные геологи нашли близ Архангельска алмазоносный район. Северные алмазы по некоторым характеристикам являются уникальными и не имеют аналогов в мире. В феврале 1980 г. обнаружена первая кимберлитовая трубка Поморская. Возраст кимберлитовых трубок здесь достигает 400–600 млн лет. Месторождение им. М. В. Ломоносова – это крупнейшее коренное месторождение алмазов в европейской части России. Месторождение включает в себя шесть кимберлитовых трубок: Архангельская (запас 60 млн карат), им. Карпинского-1, им. Карпинского-2, Пионерская, Поморская, им. Ломоносова. Они растянулись цепочкой почти на десять километров. Общий запас алмазного сырья здесь составляет более 115 млн карат. Месторождение алмазов им. В. П. Гриба (Верхотинское месторождение) расположено на территории Мезенского района Архангельской области, в 130 км к северо-востоку от г. Архангельска. В 1996 г. здесь была открыта самая крупная в регионе кимберлитовая трубка диаметром 1.6 км, в которой содержится до 100 млн карат алмазного сырья [Григораш, 2021].

В 2000 г. на территории области обнаружено золото. По прогнозам специалистов, ресурсы Нименьгской золотоносной провинции составляют порядка 100 тонн золота. Архангельскому золоту сопутствует и другой драгоценный металл – платина. К такому выводу пришли геологи компании

«Севзапметалл», которые начали поисковые работы в Онежском районе, на берегах реки Нименьги [Булатов, 2002].

Не мог не знать Ломоносов и о «земляной крови» – северной нефти, которую еще в XVI в. возили в бочках с реки Ухты для освещения московских улиц. В 1745 г. земляк Ломоносова, архангельский купец и рудознатец Федор Прядунов организовал первый в России кустарный промысел нефти и устроил на нем своеобразный нефтеперегонный завод [Булатов, 2002].

Предсказания М. В. Ломоносова о богатствах северных недр полностью сбылись в наше время. Актуально звучат сегодня его слова: «...металлы и минералы сами во двор не придут, – требуют глаз и рук к своему прииску».

В начале XXI столетия взоры россиян вновь обращаются к Беломорью. Именно здесь начата добыча природных богатств – алмазов, нефти и газа. Архангельск становится кандидатом на звание нефтяной столицы арктического шельфа и главным портом Северного морского пути.

Район акватории Белого моря расположен в северной части Восточно-Европейской платформы на восточном склоне Фенноскандинавского щита. Белое море является здесь центральным и ключевым объектом исследований, в связи с чем эта территория, куда входит и прилегающая к морю суша, носит название Беломорье или Беломорский регион. Несмотря на то что Белое море является единственным полностью внутренним морем России, геологическая изученность дна его акватории до последнего времени оставалась весьма слабой, и только в начале 2000-х гг. в бассейне Белого моря выполнены комплексные геолого-геофизические исследования [Юдахин и др., 2003; Строение литосферы..., 2005; Геодинамика..., 2006; Казанин и др., 2006; Хераскова и др., 2006; Журавлев, 2007; Журавлев, Шипилов, 2008; Балувев и др., 2012; Система Белого моря, 2017; Кутинов и др., 2020; Шельфовые осадочные бассейны..., 2020]. Результаты этих и других работ, выполненных на территории Беломорья, значительно меняют сложившиеся представления о строении земной коры региона.

В данной работе представлены результаты изучения литосферы Беломорского региона, основанные на комплексном анализе материалов многолетних геолого-геофизических исследований, дополненных новейшими данными, что позволило выявить детали глубинного строения литосферы, уточнить ее состав и провести сопоставление этих неоднородностей с поверхностными структурами. Приведены инструментальные данные о региональной сейсмичности, анализируются палеоземлетрясения как инструмент решения геодинамических задач, проблем геоэкологии и техногенеза. Предложен опорный разрез земной коры, который может применяться для построения трехмерных комплексных геофизических моделей изучаемой среды Беломорья.

Монография дает ответы на важные вопросы, а научные результаты, методы работ и приобретенный опыт могут быть использованы на практике в более широком плане, т. е. при изучении глубинного строения древних платформ, а также для поисков и оценки новых месторождений.

ГЛАВА 1

ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА БЕЛОМОРЬЯ

В настоящей главе дается описание геологического строения северной части Восточно-Европейской платформы с учетом данных, полученных в результате геолого-геофизических исследований последних лет в пределах акватории Белого моря и прилегающих территорий. В строении Восточно-Европейской платформы выделяется раннедокембрийский кристаллический фундамент, обнажающийся на дневной поверхности в виде Фенноскандинавского щита, рифейский доплитный комплекс осадочного чехла, выполняющий грабеновые структуры, и верхневендский-фанерозойский плитный комплекс осадочного чехла, выполняющий Мезенскую синеклизу.

Идея о существовании в пределах юго-восточного обрамления Фенноскандинавского щита прогибов фундамента была впервые выдвинута Л. Я. Харитоновым в 1955 г. [Харитонов, 1955]. Согласно его выводам, Кандалакшско-Онежская синклиналичная структура выделялась на основе анализа и сопоставления мощностей терригенных рифейских отложений Кандалакшского залива и Онежского полуострова Белого моря с особенностями структуры Фенноскандинавского щита. При этом отмечалось ярко выраженное северо-западное простирание и пологое падение крыльев прогиба, не превышающее 10° . По данным стратиграфического анализа возраст образования структуры оценивался в интервале от верхнего протерозоя до верхнего девона. Опираясь на интерпретацию материалов аэромагнитной съемки, Р. А. Гафаров [1963] охарактеризовал прогиб как Онего-Кандалакшскую синклинали. В работах В. Н. Зандера [Зандер и др., 1967; Зандер, 1972] эта структура представлялась в несколько иных очертаниях и на этот раз как Кандалакшский грабен (авлакоген). Уточнение контуров производилось им по данным геофизических исследований, прежде всего аэромагнитных съемок. Глубина залегания фундамента при этом была оценена в 3 км. Отмечалась также унаследованность простирания и приуроченность основных структурных элементов к зонам глубинных разломов дорифейского заложения.

В результате анализа данных бурения, аэромагнитной и гравиметрической съемок А. А. Константиновским [1977] были уточнены параметры структуры, подчеркнута сегментированное строение Онежско-Кандалакшского грабена и выделены три впадины – Онежская, Центральная и Кандалакшская. Уточнение данных о морфологии разрывных нарушений, стратиграфии и магматизме региона позволило ему сделать вывод о рифтовой природе грабена и о возможности сопоставления глубинного магматизма палеорифта с таковым современных рифтовых зон, хотя при этом отмечалась оторванность времени внедрения магм от эпохи формирования грабена.

Р. Н. Валеев [1978] рассматривает эту структуру как Кандалакшско-Двинский авлакоген, расчлененный на ряд сегментов (Северо-Кандалакшский, Кандалакшский, Яренгский, Северо-Двинский и Нижнетойменский) системой поперечных сдвигов, устанавливаемых по плановым смещениям магнитных аномалий, отвечающим вторичным деформациям магнитных тел. Образование Кандалакшского залива рассматривается им как фаза возрождения рифейского грабена в новейшее время. Наряду с Кандалакшско-Двинским Р. Н. Валеев описывает и Керецко-Лешуконский авлакоген, отделенный от первого Архангельским горстом. В его пределах выделены Керецкий, Полтинский, Лешуконский и Усть-Вачергинский сегменты.

Такое понятие, как система Беломорского рифта, или Беломорская рифтовая система (наряду с Баренцевоморской), было введено в 1992 г. М. И. Добрыниной, включившей в него Кандалакшский грабен в акватории Белого моря, Онего-Двинский и Керецко-Лешуконский авлакогены на Русской плите. По ее мнению, здесь имеет место разделение надвое Кандалакшской ветви палеорифта при «обтекании» ею Архангельского поднятия. Комплексный анализ геофизических полей региона, различных

сейсмических исследований и данных глубокого бурения, приведенный в работе, использовался для выяснения роли рифтогенеза в образовании описываемой структуры. При сопоставлении рифейских рифтовых зон с современными отмечалось отсутствие под первыми выступами аномальной мантии, выраженного обычно на глубинных сейсмических разрезах и в физических полях современных рифтов, что объясняется сглаживанием мантийных неоднородностей с течением времени [Добрынина, 1992].

В последние два десятилетия интерес к северу Восточно-Европейской платформы связан, прежде всего, с возможной нефтегазоносностью рифейских отложений, выполняющих рифтогенные прогибы. Традиционно эта территория рассматривалась как площадь развития континентального рифтогенеза в рифее, который предшествовал началу общего прогибания и формирования осадочного чехла Мезенской синеклизы. До последнего времени считалось, что в систему входят три палеорифта (с юго-запада на северо-восток): Онежско-Кандалакшский (Кандалакшско-Двинский), Керецко-Лешуконский и Баренцевоморский. Однако новые данные, полученные при комплексных геолого-геофизических исследованиях акватории Белого моря, проведенных ОАО Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) в последние годы [Казанин и др., 2006; Журавлев, 2007], а также результаты наземных исследований территории Беломорья последних лет [Аплонов и др., 2006] значительно меняют сложившиеся представления о строении земной коры этого региона. Согласно новым данным, палеорифтовая система Белого моря, простирающаяся вдоль края Восточно-Европейской платформы, состоит из четырех субпараллельных рифтовых зон (ветвей): Онежско-Кандалакшской (Кандалакшско-Двинской), Керецко-Пинежской, Чапомо-Лешуконской и Понойско-Мезенской (Баренцевоморской), разделенных, соответственно, Архангельским, Товским и Кулойско-Мезенским выступами кристаллического фундамента [Балуев и др., 2009а] (рис. 1.1).

Полученные в последние годы результаты исследований по глубинному строению земной коры и магматизму севера ВЕП, палеогеодинамические реконструкции, а также материалы исследований структурных особенностей и магматизма северной части ВЕП позволили дополнить существующие представления о строении и тектонической эволюции палеорифтовой системы Белого моря и связанного с ней магматизма, что и является предметом обсуждения в данной работе.

1.1. ФУНДАМЕНТ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ

Фенноскандинавский щит занимает значительную часть описываемой площади (рис. 1.1), где он выступает в роли жесткой глыбы среди позднедокембрийских и фанерозойских образований. Его слагают тектонические комплексы, которые, продолжаясь на территорию плитной части платформы, во многом предопределяли и эволюцию чехла. На территории Фенноскандинавского щита выделяются три геоструктурные провинции, различающиеся по времени и условиям формирования: Карело-Кольская, Свекофеннская и Дальсландская. В работе рассматривается восточная часть Фенноскандинавского щита, представленная комплексами Карело-Кольской провинции.

Тектоно-магматическая активность этого домена фиксируется, по крайней мере, с середины архея до конца палеопротерозоя, т. е. в интервале 3.3–1.7 млрд лет. Выразилась она в формировании нескольких генераций архейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) ассоциаций и зеленокаменных поясов [Чекулаев и др., 1997], а также в накоплении палеопротерозойских образований Карельского цикла (2.6–1.7 млрд лет), включающих рифтовые, островодужные, океанические (?) и протоплатформенные комплексы, разнообразные интрузии [Магматизм..., 1995]. Рубежом завершения этой активности можно считать время формирования постскладчатых интрузий с возрастом 1.8–1.7 млрд лет, широко развитых на этой территории. Это граниты Лицко-Арагубского и Стрельнинского комплексов, а также лампрофиры, лампроиты, щелочные габбро, преимущественно приуроченные к Лапландско-Беломорскому подвижному поясу. В этом регионе и позже отмечались магматические проявления (рапакиви в позднем протерозое и щелочные интрузии в палеозое), но они не сопровождались региональными метаморфическими событиями.

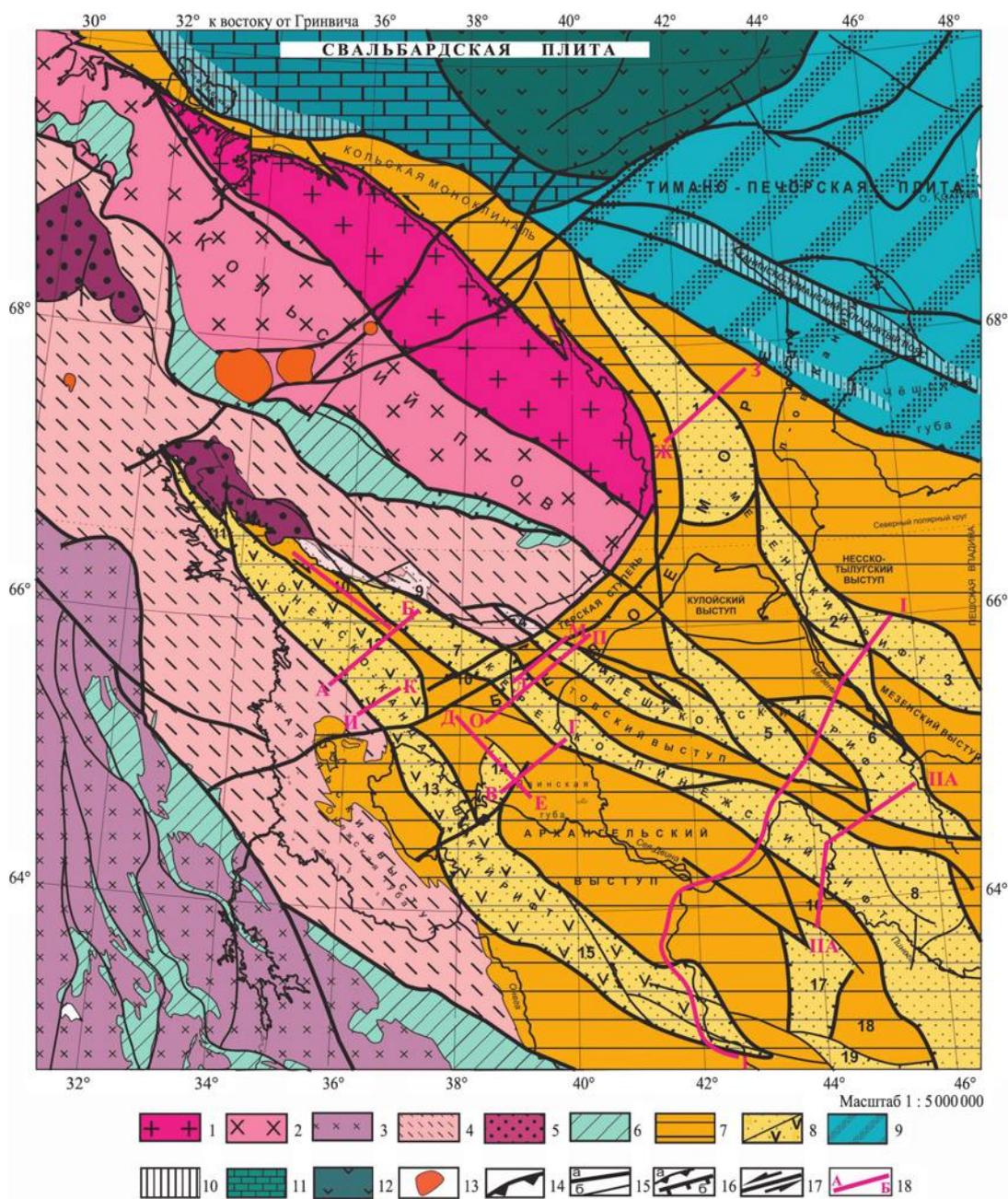


Рис. 1.1. Тектоническая схема северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы и ее обрамления [Балуев и др., 2012]:

Восточно-Европейский кратон, Фенноскандинавский щит (1–6): 1–2 – Кольский массив неархейской консолидации: 1 – Мурманский блок, 2 – Центрально-Кольский блок; 3 – Карельский массив неархейской консолидации; 4–5 – Лапландско-Беломорский подвижный пояс палеопротерозойской консолидации: 4 – Беломорский пояс, 5 – Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс; 6 – проторифтогенные палеопротерозойские пояса; 7 – плитная часть кратона (Мезенская синеклиза); 8 – рифтогенные грабены, выполненные терригенными (а) и вулканогенно-осадочными (б) образованиями рифея. Западно-Арктическая платформа (9–12): 9–10 – Тимано-Печорская плита: 9 – с фундаментом байкальской консолидации, 10 – складчатые рифейско-вендские образования; 11–12 – Свальбардская плита: 11 – с фундаментом гренвилльской консолидации, 12 – Южная впадина Восточно-Баренцевого рифтогенного трога; 13 – проявления среднепалеозойского магматизма (массивы ультраосновного-щелочного комплекса, 380–360 млн лет); 14 – конвергентная граница литосферных плит; 15–17 – разломы: 15: а – разломные зоны, ограничивающие крупные структуры земной коры, б – прочие разломы; 16: а – взбросы, надвиги, б – сбросы; 17 – сдвиги; 18 – сейсмогеологические профили, приведенные в работе. Цифры на карте – основные структурные элементы рельефа фундамента: грабены: 1 – Поннойский, 2 – Усть-Мезенский, 3 – Сафоновский, 4 – Чапомский, 5 – Лешуконский, 6 – Азопольский, 7 – Керецкий, 8 – Пинежский, 11 – Колвицкий, 12 – Кандалакшский, 13 – Центральный, 14 – Унский, 15 – Онежский, 17 – Покшеньгский, 19 – Северо-Двинский. Выступы: 9 – Варзугская моноклиналь, 10 – Оленицкий вал, 16 – Выйский выступ, 18 – Юльский выступ

В пределах этой провинции выделяются две субпровинции или два массива – Карельский и Кольский – и расположенный между ними Лапландско-Беломорский гранулитогнейсовый подвижный пояс (ЛБПП) (см. рис. 1.1).

Карельский массив – это типичная для архея гранит-зеленокаменная область, которая на 80% сложена породами ТТГ (тоналит-гранодиорит-гранулитовой) формации (серыми гнейсами) и супра-крупными породами архейских зеленокаменных поясов (рис. 1.2). На архейском фундаменте с угловым несогласием залегают палеопротерозойские образования карельской формации.

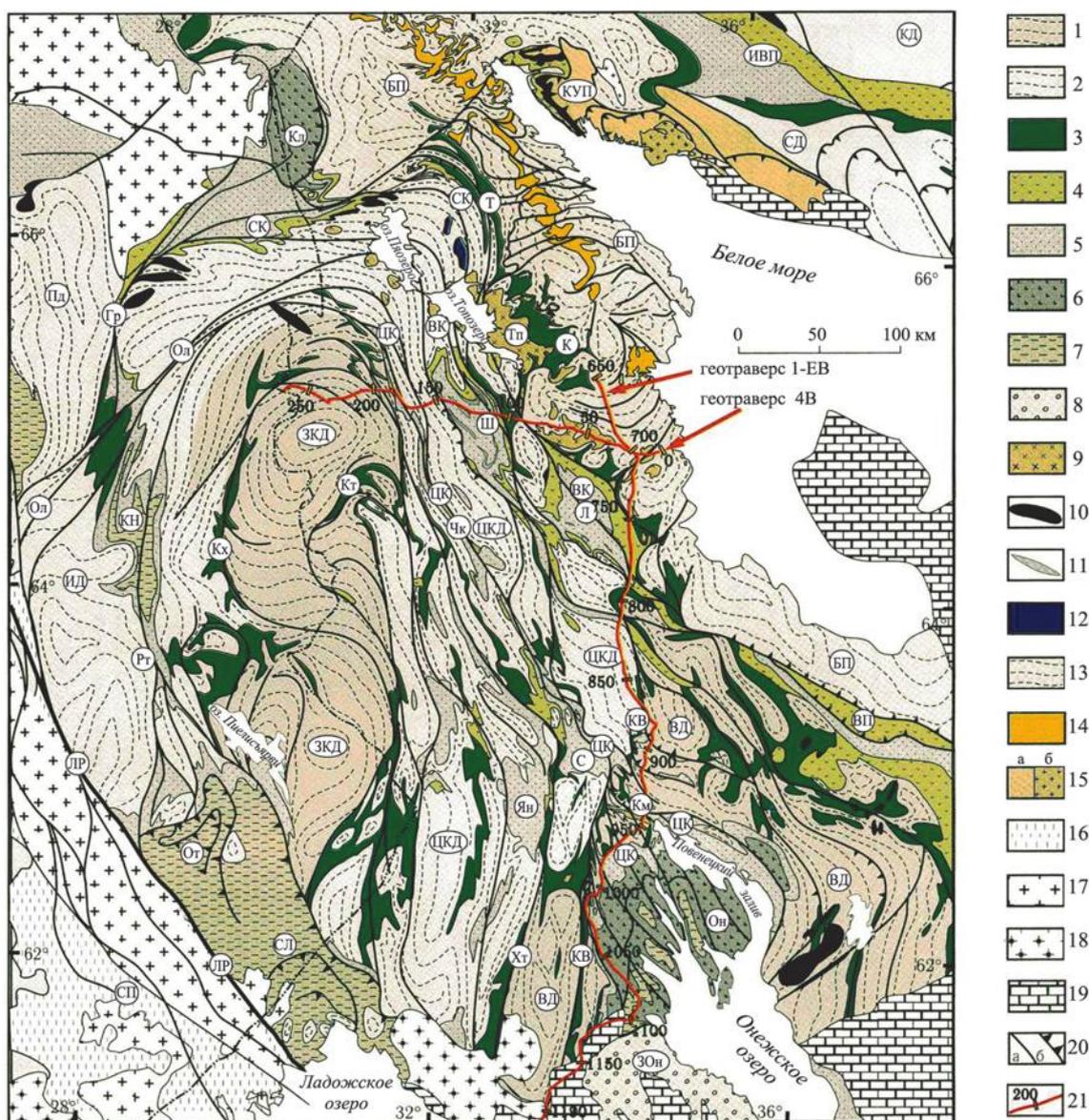


Рис. 1.2. Схема геологического строения Карельского массива и его обрамления (по: [Колодяжный, 2006]):

1–12 – комплексы Карельского массива: 1, 2 – гнейсограниты комплекса основания с возрастом более 3 млрд лет (1) и менее 3 млрд лет (2); 3 – лопийские зеленокаменные пояса; 4–8 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы: 4 – андезитобазальты сумия и конгломераты сариолия, 5 – осадочные породы и трапповые базальты ятулия, 6 – сланцы, базальты людиковия, 7 – флишвидные осадки калевия, 8 – молласоидные осадки вепсия; 9, 10 – интрузии сумийского возраста: гранитоиды (9) и расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы (10); 11 – мафит-ультрамафитовые тела (ятулий-людиковий?); 12 – щелочные габброиды; 13–15 – комплексы Беломорско-Лапландского пояса: 13 – амфиболито-гнейсовые ассоциации, 14 – глиноземистые гнейсы, 15 – гранулиты (а) и граниты (б); 16, 17 – комплексы Свекофеннского пояса: 16 – вулканогенно-осадочные образования, 17 – гранитоиды; 18 – анорогенные граниты рапакиви; 19 – отложения рифейско-фанерозойского чехла; 20 – зоны вязких нарушений со сдвиговой (а) и взбросо-надвиговой (б) кинематикой; 21 – линии геотравверсов (сейсмопрофилей) 1-ЕВ и 4В

Формирование гранито-гнейсов ТТГ серии происходило в период 3.2–2.7 млрд лет. Этилейко-кратовые породы (66–79% SiO_2) обогащены глиноземом ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$) с преобладанием Na_2O над K_2O и обеднены Rb, Ba, Nb, Zr, Ti. Все они имеют фракционированное распределение РЗЭ, а геохимические особенности позволяют связывать их происхождение с плавлением метаморфизованных гранатосодержащих основных пород или с повторным плавлением более ранних пород этой серии [Чекулаев и др., 1997]. В период 3.2–3.1 млрд лет были сформированы «сиалические ядра» – наиболее древние структуры щита. Это Водлозерский блок и отдельные глыбы в Финляндии, но большая часть формации ТТГ была сформирована в период 3.0–2.83 млрд лет.

Другим компонентом Карельского массива являются архейские зеленокаменные пояса, одновозрастные с ТТГ серией. Они представлены узкими клинообразными синформами размером от первых сотен метров до первых десятков километров. Вулканыты, слагающие большую часть разреза этих поясов, часто имеют деплетированный мантийный источник и в основном представлены толеитовыми базальтами и коматиитами [Вревский и др., 2003].

В отношении тектоники Карельского массива в последние годы высказываются идеи объемной подвижности земной коры массива [Леонов, Колодяжный, 2002; Колодяжный, 2006]. М. Г. Леоновым [2008] детально рассмотрены различные структурно-тектонические ансамбли, развитые на территории Карельского массива: зоны сплющивания и нагнетания, зоны осепродольного течения, оттока и диссипативного сдвига. Являясь сложными структурными парагенезами, все они располагаются закономерно относительно друг друга и образуют единый парагенетический ансамбль первого порядка, характеризующий внутреннюю структуру и кинематику Карельского массива (см. рис. 1.2). Этот ансамбль отвечает объемному сдвиговому течению, происходившему в режимах транспрессии и транстенсии со сдвиго-надвиговой кинематикой [Леонов, 2008]. Как считает большинство исследователей, основной структурный план массива был сформирован к концу раннего протерозоя в результате свеко-карельского (или карельского) тектогенеза в интервале 1.8–1.7 млрд лет.

Кольский массив имеет гетерогенное строение, и в его пределах выделяется несколько архейских структур, которые в современной литературе часто называют террейнами [Балаганский и др., 1998]. Это Мурманский и Центрально-Кольский блоки, массив Инари, Кейвский синклинорий.

Мурманский блок (или Мурманский микроконтинент по [Минц и др., 2010]) обнажается вдоль Баренцевоморского побережья Кольского полуострова и представляет собой линейно вытянутый в северо-западном направлении блок архейской коры протяженностью около 600 км и шириной 60–70 км (рис. 1.3). По геофизическим материалам прослеживается продолжение этого блока в пределах акватории Баренцева моря под чехлом осадочных пород еще примерно на 50 км, так что полная ширина может достигать 110–120 км. Мурманский блок сложен массивными гранитоидами. На большей части Мурманского блока встречаются породы с признаками гранулитового метаморфизма. Это эндербит-чарнокитовые более или менее массивные породы, слагающие участки среди гранито-гнейсов ТТГ формации. Кроме этого, встречаются и основные кристаллосланцы, слагающие небольшие скиалиты как среди гранито-гнейсов, так и среди черно-эндербитов. В восточной части Мурманского блока, а также в Пурначском блоке гранулиты не обнаружены, и они сложены однообразными гранито-гнейсами ТТГ формации.

Мурманский блок по своему составу и особенно структуре принципиально отличается от других частей Фенноскандинавского щита, что, вероятно, связано с его пограничным положением. Структурный рисунок Мурманского блока отражает тенденцию горизонтального перемещения горных масс в виде плито-потока. В его пределах выделяется большое количество пологих структурных элементов, которые можно рассматривать или как надвиги, или как боковое ограничение чашеобразных синформ. В них же выделяются различные по размеру купольные структуры, в которых субгоризонтальная тектоническая расчлененность наложена на более древнюю метаморфическую полосчатость. Можно определенно говорить о постдевонском перемещении блока в юго-восточном направлении, при этом боковыми его ограничениями являлись разлом Карпинского и зона Колмозеро-Воронья.

Глубинное строение этого блока изучено сейсморазведкой только на северо-западе и севере – на Кольско-Канинской моноклинали, где поверхность М выделена на глубине 38–40 км, а мощность верхней коры составляет 16–20 км [Государственная геологическая..., 2000; Строение литосферы..., 2005].

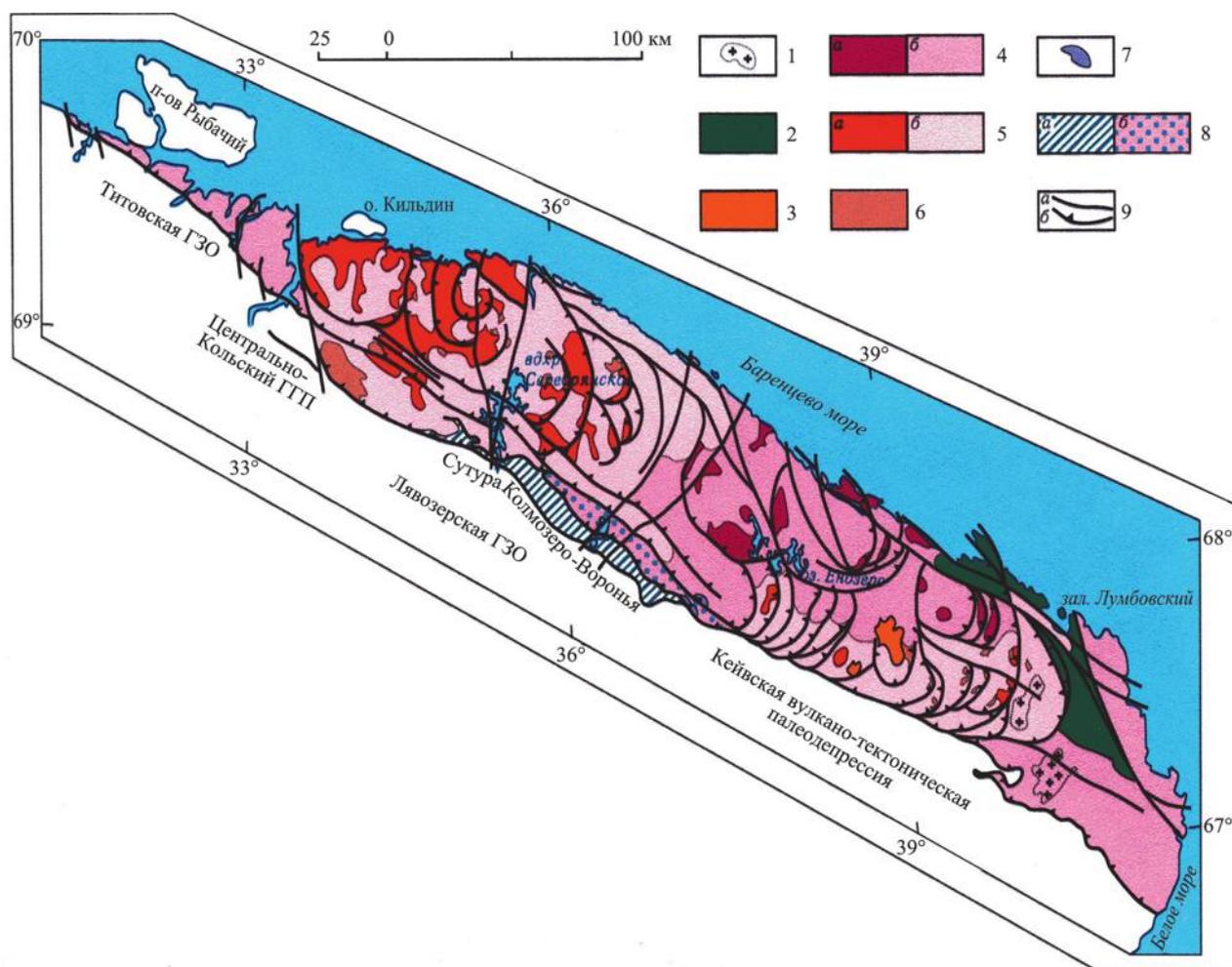


Рис. 1.3. Тектоническая структура неоархейского Мурманского гранит-мигматитового комплекса (по: [Минц и др., 2010]):

1 – микроклин-порфиробластовые граниты Колывайского и Понойского массивов, 2.62–2.60 млрд лет; 2–7 – Мурманский микроконтинент: 2 – Качаловский зеленокаменный пояс: мигматизированные гнейсы и амфиболиты, 2.74–2.72 млрд лет; 3 – Иоканьгский и Порт-Артурский массивы гранитов и граносиенитов, 2.8 млрд лет; 4–6 – Мурманский гранит-мигматитовый комплекс (4 – граниты (а) и мигматиты (б) «иоканьгского» типа, 2.77–2.2 млрд лет; 5 – граниты (а) и мигматиты (б) «териберского» типа, 2.83–2.7 млрд лет; 6 – участки размещения скиалитов и ксенолитов, массивы мафитовых гранулитов, эндербитов и чарнокитов, 2.83 млрд лет); 7 – массивы Патчемварек и Северный: габбро-анартозиты, 2.93 млрд лет; 8 – сутура (зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья: амфиболито-гнейсо-сланцевый комплекс (а), мигматиты с включениями пород предыдущих типов (б), 2.87–2.73 млрд лет); 9 – главные тектонические нарушения: а – нормальные сбросы, сбросо-взбросо-сдвиги, б – дуговые и полукольцевые взбросы и взбросо-надвиги

Судя по геофизическим данным, его структуры на востоке слагают фундамент Понойского перикратонного прогиба, выделенного в Воронке Белого моря, и, возможно, служат основанием складчатых сооружений Лудоватомысского и Канинского валов.

Центрально-Кольский блок имеет сложное строение. В его пределах выделяется множество овальных или куполоподобных структур, сложенных гранито-гнейсами, а пространство между ними выполнено полосчатыми комплексами, в которых важную роль играют железистые кварциты и высокоглиноземистые гнейсы, метаморфизованные в гранулитовой фации умеренных давлений (кольский тип гранулитов) [Другова и др., 1972]. Формация ТТГ (ядерные структуры) имеет более древние возрасты (3.0 млрд лет), чем гранулиты [Баянова и др., 2002]. Эта область характеризуется пониженной мощностью земной коры – 36–38 км (рис. 1.4). Мощность верхней коры минимальна в восточной части Кольского блока и в районе Горла Белого моря (10–12 км). Такая характеристика глубинного

строения в значительной мере условна, поскольку в восточной части Кольского полуострова надежные данные глубинной сейсморазведки имеются только по профилю ГСЗ – Кварц (Мурманск – Кызыл) [Егоркин, 1991].

Вдоль контакта Центрально-Кольского и Мурманского блоков, известного в литературе как тектоническая зона *Колмозеро-Воронья* или *Титовско-Поросозерская шовная зона*, выделяется полоса архейских зеленокаменных поясов. Степень их переработки значительно выше, чем в Карелии. Наиболее детально изучен Урагубский зеленокаменный пояс, в котором впервые для Кольского полуострова были описаны архейские коматиитовые разрезы с возрастом 2.9–2.8 млрд лет [Смолякин, 1992]. В их составе выделяются коматиит-толеитовая, базальт-андезит-дацитовая и две терригенные ассоциации. Все они имеют тектонические контакты и совмещены друг с другом в процессе неoarхейской коллизии [Минц и др., 1996].

В центральной части Кольского полуострова в пределах Центрально-Кольского блока расположена Кейвская структура, сложенная позднеархейскими вулканитами. Преимущественно кислый состав вулканитов и чашеподобная форма в корне отличают ее от большинства карельских щелевидных зеленокаменных поясов, заполненных лавами основного-ультраосновного состава, но по возрасту (2.85 млрд лет), составу, характеру метаморфизма слагающих пород эта структура может быть отнесена к типу архейских зеленокаменных поясов. К границам Кейвской структуры приурочены массивы щелочных гранитов. Это одна из крупнейших в мире провинций подобных пород. Ранее они считались протерозойскими или даже палеозойскими, но в последние годы по ним получены архейские возрасты [Баянова и др., 2002].

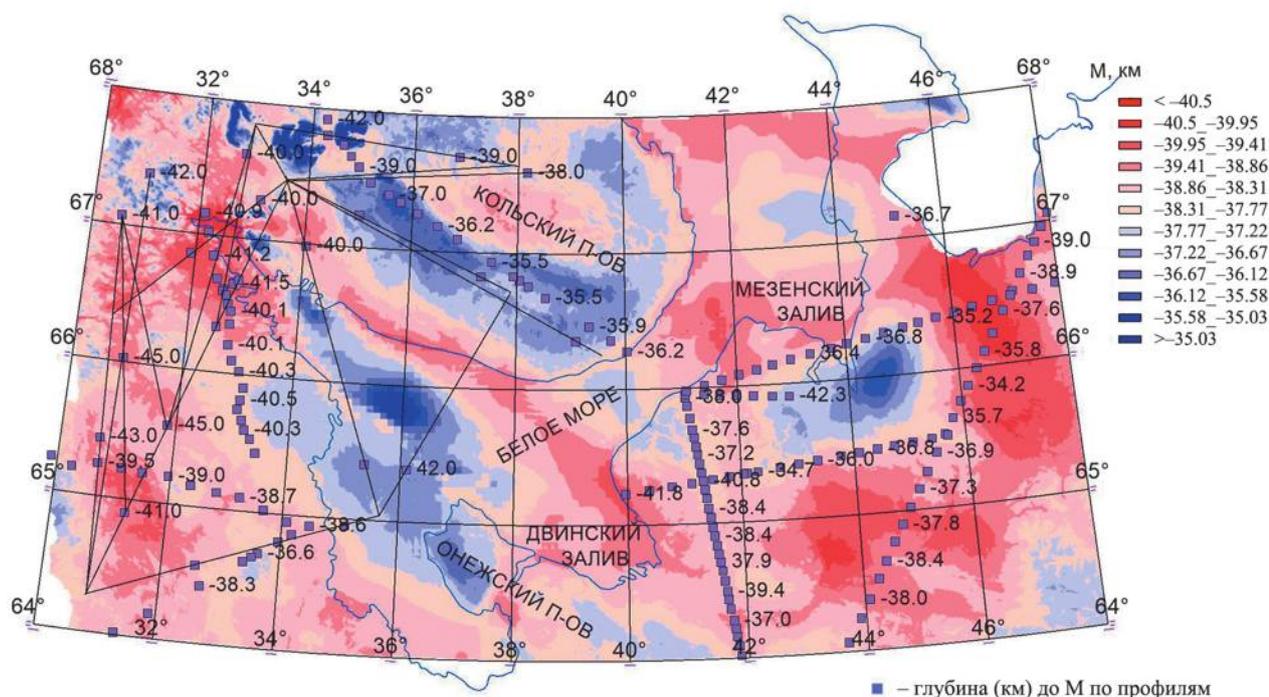


Рис. 1.4. Сводная карта глубин залегания поверхности Мохо, совмещенная с данными, полученными по профилям ГСЗ [Шаров и др., 2020]

Лапландско-Беломорский подвижный пояс (ЛБПП) расположен между Карельским и Кольским массивами (см. рис. 1.1) и принципиально отличается по многим признакам от слагающих их архейских и палеопротерозойских комплексов пород. Среди пород ЛБПП неизвестно образований с достоверными реликтами вулканогенно-осадочной природы, а это значит, что или породы были столь изменены, что полностью утратили все признаки поверхностного происхождения, или они изначально были образованы в результате процессов андерплейтинга, т. е. никогда до этого не были на поверхности.

В строении ЛБПП принимают участие две структуры – Лапландский и Беломорский пояса, эволюция которых во многом различна, но их объединяет то, что они долгое время находились на глубине в зоне пластичных деформаций и вышли к поверхности почти одновременно на рубеже 1.75–1.7 млрд лет, после того как значительная часть палеопротерозойских комплексов Свекофеннской и Карело-Кольской провинций была уже образована.

Беломорский пояс сложен преимущественно породами одноименного комплекса, которые подвергались интенсивным структурно-вещественным преобразованиям, находясь в составе корневых зон карелид [Терехов, 2007], а также при эксгумации, но архейский возраст их протолита устанавливается довольно определенно. Амфиболиты и гнейсы имеют возраст 3.0–2.8 млрд лет [Щербакова, 1988; Бибикова и др., 1999], однако большая часть протолитов Беломорского пояса образовалась в интервале 2.9–2.6 млрд лет, синхронно с гранит-зеленокаменным комплексом Карельского массива. Гранулитовый метаморфизм, реликты которого встречаются в основном в западной части пояса, происходил 2.75–2.7 млрд лет назад [Лобач-Жученко и др., 1993, 1995]. В последние годы все поля стратиграфических подразделений стали интерпретировать как покровы [Миллер, Милькевич, 2005], а тектонику архейского этапа как аккреционно-коллизивную [Лобач-Жученко и др., 1998; Слабунов, 2008]. Поэтому многие исследователи склоняются к мысли, что современная структура беломорид представляет собой пакет тектонических пластин, где стратиграфическое расчленение вообще неуместно. При этом весьма значительная часть пород пояса образовалась в палеопротерозое. Прежде всего, это друзиты с возрастом 2.45–2.1 млрд лет, которые являются комагматами карельских вулканитов основного состава и расслоенных интрузий. Они слагают многочисленные бескорневые интрузивные массивы каплевидной формы и реже имеют формы дайкоподобных тел. Кислые магматические породы с возрастом 2.45 млрд лет, представленные чарнокит-эндербитами и порфиробластическими гранитами, также, вероятно, являются комагматами кварцевых порфиров, широко развитых в пределах Карельского массива. В пределах Беломорского пояса известно также большое количество пегматитов мусковитовой и мусковит-редкометалльной формаций (более 10 000 тел). Одновременно с образованием пегматитов (1.95–1.75 млрд лет) было сформировано множество метасоматитов, которые не всегда удается выделить из разреза беломорской серии архейского возраста [Гродницкий, 1998]. Важно отметить, что к началу протерозоя его породы находились в условиях средней коры. Существенные структурно-вещественные преобразования беломорского комплекса произошли при эксгумации его пород в интервале 1.9–1.75 млрд лет. Помимо пегматитов мусковитовой и редкометалльно-мусковитовой формации были образованы большие объемы основных и кислых метасоматитов, в том числе корундсодержащих, а также бластомилонитов и ортотектитов с положительной E_u аномалией, образовавшихся на начальной стадии процессов растяжения при декомпрессионном выбросе восстановленных флюидов [Терехов, 2007]. Отличительной структурной особенностью этого этапа явилось формирование лежащих складок, куполоподобных структур и мощной зоны расланцевания (детачмента). Последняя падает под карелиды, и она контролировала эксгумацию пород ЛБПП. Плоскость детачмента не является единым разделом: это сложно построенная зона тектонического скольжения с широким развитием бластомилонитов и разнообразных метасоматитов. Мощность этой зоны достигает многих сотен метров, и в северной Карелии она выделяется в качестве «переходного» комплекса [Колодяжный, 2006].

Лапландские гранулиты слагают две структуры, фактически разделяющие Беломорский пояс на северо-восточную и юго-западную части: собственно Лапландский пояс длиной около 400 км и Кандалакша-Колвицкий массив размером 80 × 40 км. Лапландский пояс с внешней стороны дуги (ЮЗ крыло) ограничен надвигом, а СВ крыло пояса представляет собой сбросо-сдвиг. Лапландский пояс на 70 % сложен кислыми гранулитами, которые являются или метаосадочными породами, или бластомилонитами по гранито-гнейсам и частично по более основным породам. Основные гранулиты слагают тела интрузивного облика и по составу меняются от чарнокитов до норитов, реже ультрабазитов. По возрасту и составу (2.0–1.9 млрд лет) они комагматичны вулканитам, габбро и гранитам, развитым в Карасйокском и Печенгском палеотрогах и блоке Инари. Со всех сторон гранулитовый комплекс окаймлен гранатовыми амфиболитами – тектоно-метасоматическими

образованиями. К ним приурочены тела субщелочных гранитов – индикаторов обстановки растяжения [Терехов, Левицкий, 1995].

В Кандалакшско-Колвицком массиве встречаются более глубинные и более древние разности основных гранулитов по сравнению с Лапландским поясом, часть их протолитов безусловно имеет архейский возраст [Каулина, Богданова, 2000; Фонарев, 2004]. В виде вязкой протрузии они были эксгумированы на уровень хрупких деформаций несколько раньше, чем в Лапландском поясе. Важнейшим компонентом массива являются анортозиты и эклогитоподобные породы (2.45 млрд лет), синхронные друзитам, расслоенным интрузиям и вулканитам.

Северо-восточная часть ЛБПП (Южно-Кольский блок) прослеживается вдоль юго-восточного побережья Кольского полуострова на Зимний берег и далее на юго-восток по линейным отрицательным аномалиям гравитационного и магнитного полей (рис. 1.5). В верхней коре Южно-Кольского блока (кристаллическое основание Керецко-Пинежского грабена) выявлены крупные, слабомагнитные, низкой плотности комплексы пород, нижние кромки которых расположены на глубинах 12–13 км. По характерным отрицательным аномалиям потенциальных полей эти комплексы прослеживаются из акватории на Терское побережье, где в плане совпадают с зоной развития позднеархейских мигматит- и анатектит-гранитов. Мощность земной коры в пределах Южно-Кольского блока оценивается в 38–40 км.

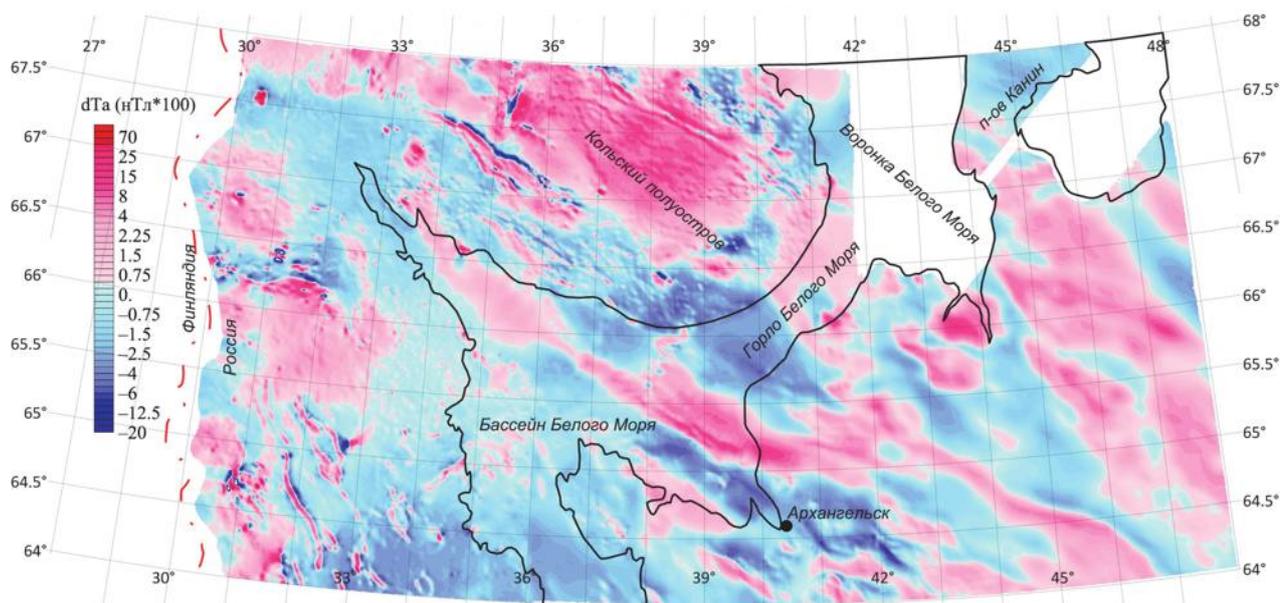


Рис. 1.5. Карта аномального магнитного поля Беломорского региона

Юго-западная часть Беломорского пояса характеризуется повышенной плотностью, намагничённостью и малой мощностью верхней коры, сложенной архейскими складчато-метаморфическими образованиями. Беломорский пояс в целом имеет нормальную мощность коры 39–41 км (см. рис. 1.4).

Характерной особенностью ЛБПП является то, что внутри и по его краям широко развиты пологие структуры, образованные пластами контрастных по составу метаморфических пород, которые прослеживаются на десятки, а иногда и сотни километров. Это гранатовые и сланцеватые амфиболиты, плагиомигматиты, кианитсодержащие породы, гранат-клинопироксеновые (эклогитоподобные) породы, основные и кислые гранулиты. Необычна и выдержанность этих пластов по простиранию структур, чем они принципиально отличаются от разрезов архейских и палеопротерозойских зеленокаменных поясов. Хорошо выраженная расслоенность пород ЛБПП явилась поводом для создания стратиграфических шкал деления архейской беломорской и протерозойской лапландской серий. Поэтому при геологических съемках этого региона, в развитие идей стратификации раннего докембрия,

было выделено множество свит [Беляев, 1971; Чуйкина, 1975], которые до сих пор существуют в геологических построениях.

На профиле МОВ ОГТ, выполненном ОАО МАГЭ в акватории Белого моря, отчетливо виден слоистый разрез образований раннего докембрия, на которых с резким угловым несогласием залегают субплатформенные породы рифея (рис. 1.6). Флексурный изгиб слоистой толщи на глубине около 4000 мс, связанный с поднятием, вероятно, отражает пластичное течение горных масс. Мощность слоистой толщи пород раннего протерозоя (?) на юго-востоке представленного фрагмента превышает 15 км.

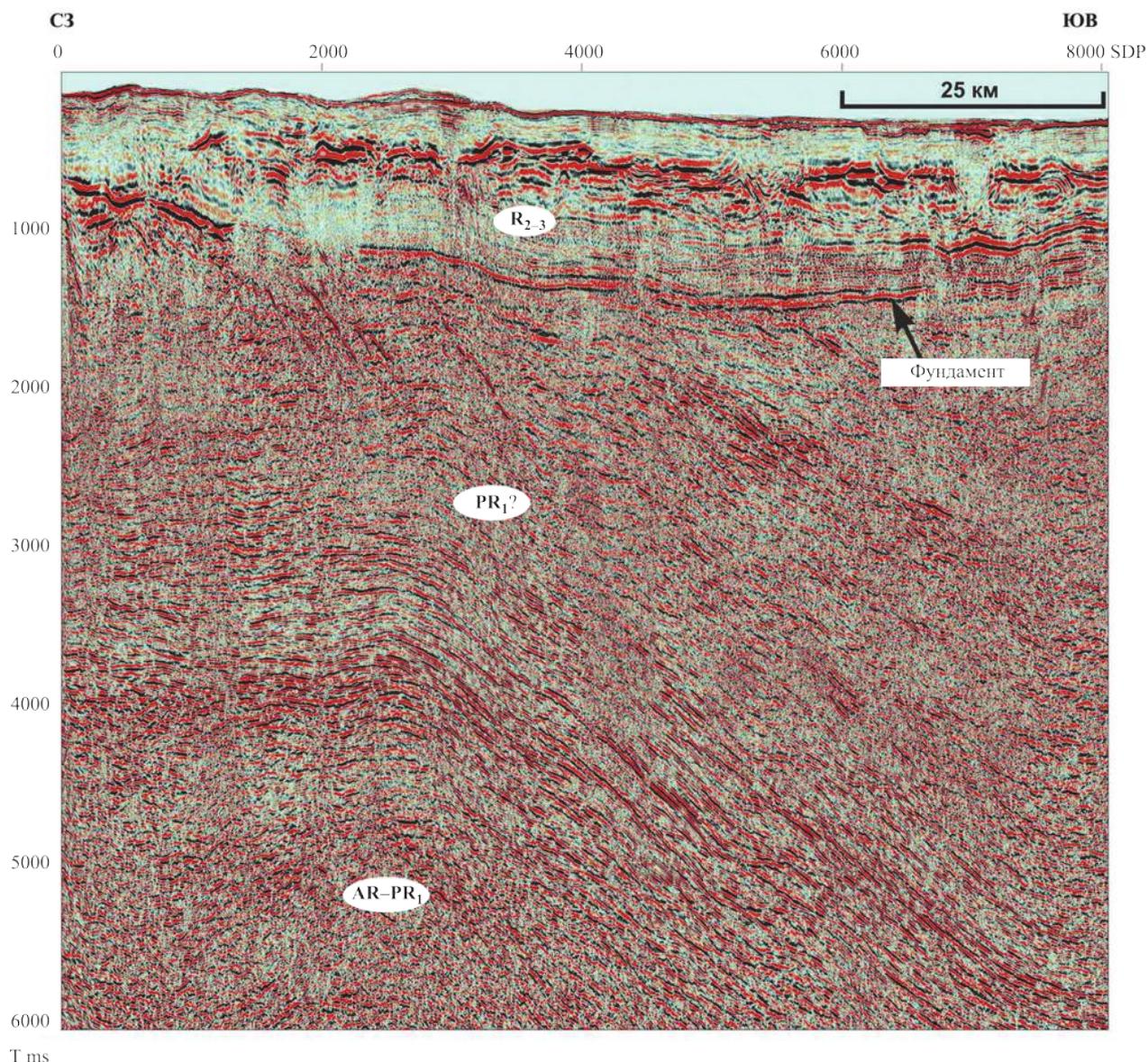


Рис. 1.6. Фрагмент сейсмогеологического разреза на морском профиле МОВ ОГТ вблизи п-ова Турий [Балуев и др., 2012]. Местоположение профиля см. на рис. 1.1 и 1.9

На полуострове Турий в 10 км к северо-западу от начала профиля эти породы, по-видимому, выходят на поверхность. Здесь они представлены умбинским эндербит-чарнокитовым и гранулитовым комплексами. Таким образом, видимая на поверхности расслоенность и выдержанность по простиранию пластов пород раннего докембрия находит выразительное подтверждение в сейсмозаписи.

В настоящее время внутренние и внешние границы ЛБПП на территории Балтийского щита трактуются весьма неоднозначно, тем не менее все исследователи единодушно протягивают эту структуру на юго-восток под чехол Русской плиты, где положение этих границ становится еще более неопределенным. Однако именно эти границы во многом определяют тектоническое районирование фундамента Русской плиты. Надо отметить, что представления о форме местоположении этих границ в значительной мере субъективны и зависят от взглядов исследователей на общую тектонику региона. Более или менее однозначно граница ЛБПП с Карельским массивом выделяется на отрезке р. Онега – оз. Топозеро. К контакту приурочены мощные пачки бластомилонитов, развитых по породам как ЛБПП, так и Карельского массива (зона детачмента).

Важнейшим признаком разделения пород гранито-гнейсового облика ЛБПП от окружающих их аналогичных по составу комплексов Карельского и Кольского массивов является отсутствие на их площади бескорневых тел друзитов. Комагматы друзитов – расслоенные интрузии и различные дайки с возрастом 2.45–2.5 млрд лет – широко развиты на площади этих массивов и маркируют условия хрупких деформаций, тогда как друзиты, наоборот, формировались в зоне пластичных деформаций. Таким образом, именно ареал развития друзитовых массивов наилучшим образом подчеркивает площадь развития пород, находившихся в раннем палеопротерозое в зоне пластичных деформаций, т. е. в пределах Беломорского пояса. Однако некоторые друзитовые массивы несут в себе признаки и расслоенных интрузий (Ковдозерский массив), поэтому граница ЛБПП к СЗ от оз. Топозеро не столь однозначна, как на предыдущем отрезке, и здесь выделяется несколько параллельных тектонических зон, разделяющих эти структуры. Северо-восточная граница ЛБПП в целом соответствует южной границе исчезновения супракрустальных пород в южном крыле Печенга-Имандра-Варзугской палеотроговой системы. К этой границе приурочен крупнейший на Кольском полуострове анортозитовый массив Главного хребта.

Принципиальное значение имеет тектоническое районирование юго-восточной части Кольского полуострова, так как именно эта часть пространственно соприкасается с той плитной частью платформы, где расположена Архангельская кимберлитовая провинция. Относительно тектонического районирования ЮВ части Кольского полуострова существует несколько точек зрения, но надо отметить, что каких-либо серьезных доводов для обоснования той или иной концепции тектонического районирования этой площади не существует. К этому блоку (Терско-Зимнегорский блок) приурочены крупная положительная гравитационная и отрицательная магнитная аномалии. Такое взаимоотношение аномальных полей, не характерное для рассматриваемой области в целом, является отличительной чертой этого блока. Он, видимо, сложен более плотными породами нижней части гранито-гнейсового основания. Характер аномальных полей и результаты бурения говорят о том, что вещественные комплексы этого блока прослеживаются в юго-восточном направлении через Горло Белого моря на Зимний берег, где слагают выступы фундамента и, возможно, северный борт Керецкого грабена. Следует отметить, что в пределах блока на Терском и Зимнем берегах выявлены трубки мелилититов, а также алмазонасных кимберлитов и лампроитов. Мощность земной коры в пределах Терско-Зимнегорского блока увеличивается в восточном направлении от 36 км на Кольском полуострове до 40 км на Зимнем берегу (см. рис. 1.3). Результаты работ на профиле 3-AP в Горле Белого моря говорят о том, что верхняя часть коры блока утонена (мощность менее 10 км) и отличается высокой скоростью сейсмических волн (6.34 км/с).

По наличию слюдяного месторождения (Стрельнинского) можно коррелировать данный регион с Беломорским поясом [Макиевский, Николаева, 1966], тогда как наличие гранулитов и особого вида амфиболитов позволяет выделить здесь особую структуру архейского возраста – Нотозерский блок [Беляев, 1980]. В конце 1990-х гг. получила распространение террейновая модель [Балаганский и др., 1998], согласно которой большая часть этого региона представлена Стрельнинским террейном с относительно молодой (2.0–1.9 млрд лет) ювенильной корой, формирование которой связано с эволюцией палеопротерозойского «Кольского» океана.

На Тектонической схеме (см. рис. 1.1) южное побережье Кольского полуострова (Терско-Зимнегорский блок) показано в составе ЛБПП по следующим соображениям. На большей части этой структуры никаких реликтов супракрустальных пород архей-палеопротерозойского возраста

не известно, т. е. до рубежа 1.75 млрд лет – времени проявления постскладчатых интрузий – породы этой структуры не были на поверхности. Здесь встречаются друзиты (район устья р. Варзуги) и гранулиты, аналогичные гранулитам западной толщи Беломорского комплекса (междуречье р. Чапомы и р. Пулонги). Поэтому эта часть не может рассматриваться как фрагмент гранит-зеленокаменной области, т. е. быть древним архейским кратоном. Такой вывод особенно важен для понимания закономерностей алмазности территории.

Южная часть Кольского полуострова характеризуется линейными отрицательными аномалиями гравитационного и магнитного полей. В аномальных полях его структура прослеживается на протяжении нескольких сотен километров от юго-восточного побережья Кольского полуострова в акваторию Белого моря и на Зимний берег и далее на юго-восток. На эту часть Беломорского пояса накладываются структуры Керещко-Пинежского грабена, выполненного породами рифея мощностью до 7 км [Хераскова и др., 2006]. Его фундамент на Кольском полуострове и Зимнем берегу сложен мигматит-анатектит-гранитами и гранито-гнейсами архея, частично переработанными в раннем протерозое [Самсонов и др., 2008]. На профиле ГСЗ Онега – Чешская губа (Агат-4) Керещко-Пинежскому грабену соответствуют поднятия границы М (до 36 км) и нижнекоровых горизонтов; в подошве верхней коры появляются высокоскоростные линзы. Мощность верхней части консолидированной коры составляет 18–20 км. Данные петрогеохимических и изотопных исследований свидетельствуют о том, что Терский блок, вероятно, был подвержен тектоно-термальной переработке в палеопротерозое и относится к Беломорскому подвижному поясу [Самсонов и др., 2008].

Проторифтогенные палеопротерозойские пояса (вулканогенно-осадочная формация). Палеопротерозойские или карельские образования с возрастом 2.5–1.65 млрд лет широко развиты в пределах Карело-Кольской провинции. Карельский супракрустальный комплекс подразделяется на несколько горизонтов: сумий, сариолий, ятулий, людиковий, калевий и вепсий. Протерозойские зеленокаменные пояса отличаются от архейских линейностью, исчезновением бимодальной ассоциации «серых гнейсов», появлением красноцветов, конгломератов в основании разреза и широким развитием карбонатных пород. Образования карельского комплекса слагают на архейском гранито-гнейсовом основании (фундаменте) характерные троговые структуры, которые сконцентрированы в двух главных полосах или «ветвях карелид» [Харитонов, 1966]. Это Пасвик-Печенга-Имандра-Варзугская-Усть-Понойская (северная) структура, почти непрерывно протягивающаяся на 800 км в пределах Кольского массива, и Восточно-Карельская (южная) структура, в которую входят отдельные разобщенные троговые структуры: Шомбозерский, Лехтинский, Ветреного пояса (см. рис. 1.1 и 1.2). Протяженность этой структуры более 1000 км. Западнее их расположена другая группа подобных трогов: Выгозерский, Чирко-Кемский, Сегозерский, Медвежьегорский, Селецкий.

Особенностью карельских трогов является асимметричность их строения, что выражается в форме структур, наращивании их разреза с юга на север в Восточно-Карельской структуре, а в Печенгско-Имандра-Варзугской системе – в противоположном направлении. Асимметрия трогов не только выражается во внутреннем их строении, но и подчеркивается различным строением их бортовых ограничений. Так, в северной ветви карелид ее северный борт подстилается плитой, сложенной гранито-гнейсами архейского фундамента, а южный характеризуется утонением гранитного слоя и обилием кольцевых структур. Стратиграфические границы в северной ветви протягиваются на десятки и сотни километров, тогда как в южной картина принципиально иная: отдельные участки распространения раннепротерозойских образований разобщены, а их внутренняя структура крайне сложна и противоречива. Схема стратиграфической корреляции Печенгско-Имандра-Варзугской зоны карелид, разработанная еще в 1950–1960-х гг. [Загородный и др., 1964], остается прежней, что нельзя сказать про южную ветвь, стратиграфическая схема которой претерпела существенные изменения. Так, породы свиты Ветреного пояса считались позднекарельскими с возрастом 2.0–1.9 млрд лет, но потом оказалось, что они являются раннекарельскими. Вулканогенно-осадочные образования сумия, как выяснилось, начинают разрез карельского цикла и залегают в нижних частях разреза таких структур, как Ветренный пояс, Имандра-Варзугская, Лехтинская. Основная масса сумийских датировок получена для коматиитов свиты Ветреного пояса Sm-Nd методом: 2448 ± 42 , 2429 ± 99 , 2398 ± 29 млн лет

[Пухтель и др., 1991]. Разрез сумия сложен двумя контрастными ассоциациями вулканических пород – коматиит-базальтовой и риолитовой. Высокомagneзиальные основные вулканиды сумия по характерному «обогащенному» спектру РЗЭ резко отличны от архейских коматиитов с хондритовым типом распределения [Смолькин, 1992]. Подобные кардинальные изменения составов архейских и протерозойских коматиитов отмечаются для всех докембрийских регионов, и связывается это с поступлением в кору обогащенного материала мантии [Гирнис и др., 1987; Терехов, Ефремова, 2005]. В то же время кислые породы сумия по характеру РЗЭ наследуют составы позднеархейских гранитоидов (IV группа ТТГ по [Чекулаев и др., 1997]), что свидетельствует об анатектическом их происхождении.

Формация зеленых полимиктовых конгломератов Карелии, получивших название сариолийских [Гилярова, 1974], дала название комплексу пород, который находится в тесной ассоциации с сумийскими вулканидами. Структурные взаимоотношения этих толщ часто неоднозначные, поэтому долгое время в ходу был термин сумий-сариолий, но сейчас появились датировки, позволяющие охарактеризовать начало сариолия. Так, считается, что возраст циркона 2405 ± 10 млн лет [Silvennoinen, 1992] из галек кварцевых порфиров базальных конгломератов района Куусамо восточной Финляндии можно рассматривать как время начала формирования сариолийских образований [Балашов, 1995]. Возраст андезито-базальтов – первой свиты Печенгской структуры, – ассоциирующихся с конгломератами сариолия, равен 2.35–2.3 млрд лет [Смолькин, 1992].

Термин «ятулий» имеет наибольшую известность, так как с ним связаны образования, которые, по мнению многих исследователей, начинали разрез протоплатформенного чехла древних щитов [Салоп, 1973]. Для ятулия не характерны вулканиды, образовавшиеся при плавлении обогащенной мантии, зато появляется большое количество вулканидов, связанных с декомпрессионным плавлением истощенной мантии и кислой коры. В результате этого процесса образовалось большое количество базальтового расплава толеитового состава и риолитов. Продукты этого магматизма развиты на Кольском полуострове в составе Печенгской и Имандра-Варзугской структур и в Карелии. Толеитовый вулканизм повсеместно ассоциируется с ятулийскими конгломератами и кварцитами [Негруца, 1989]. Причем очевидна зональность в распространении этих осадочных пород. Если на Кольском полуострове они слагают маломощные горизонты, то в Карелии и Финляндии их мощность соизмерима, а иногда выше, чем у вулканидов. Поэтому исторически выделяются два типа разреза ятулия: Кольский с преобладанием вулканидов и Карельский с преобладанием осадочных пород [Хейсканен, 1980]. Ассоциация кварцитов и конгломератов, олицетворяющих континентальные обстановки, с базальтовым вулканизмом напоминает океанические условия, а ее природа во многом остается неясной.

Следующим, более молодым подкомплексом карелид является людиковый, образования которого также расположены в пределах карельских трогов и в целом наследуют ятулийские структуры. В пределах этого подкомплекса выделяются заонежский (2.1–2.05 млрд лет) и суйсарский горизонты (2.05–1.95 млрд лет). Для заонежского горизонта характерно повсеместное развитие углеродсодержащих пород: шунгитов и черных сланцев, филлитов. В последние годы источник углерода для этих пород связывается с мантийным дыханием Земли [Галдобина, 2001], но геодинамическое положение углеродсодержащих пород, за редким исключением [Минц и др., 1996], не обсуждается. В суйсарском горизонте преобладают вулканиды двух принципиально различных геохимических серий: толеитовые базальты океанического типа (MORB) и ферробазальты, обогащенные РЗЭ, происхождение которых связывается с мантийным плюмом [Смолькин, 1992; Куликов и др., 1999].

Образования калевия и вепсия наследуют в общих чертах раннекарельские структуры, но, тем не менее, залегают на них с резким угловым несогласием. В Кольской субпровинции образования этого возраста слагают южную часть Печенгской и Имандра-Варзугской структур. Некоторые разрезы этих структур интерпретируются как молассы [Melezhik, Sturt, 1994], но в большей мере молассовый облик имеют породы из троговых структур – Кителя и Каутокейна, где они представлены достаточно мощными кварцитами формации Ланио и Кумпу [Tuiski, Laajoki, 1990]. К молассе можно относить и красноцветы Онежской мульды [Светов и др., 1990].

Имандра-Варзугская межблоковая грабен-синклиналь (вулcano-тектоническая рифтогенная депрессия по [Грачев, 1987]) выделяется интенсивными линейными положительными аномалиями потенциальных полей северо-западного простирания и представлена вулcanoгенно-осадочным типом разреза. Судя по характеру аномальных полей, распространение вещественных комплексов этой структуры ограничивается Кольским полуостровом. Имандра-Варзугская рифтогенная депрессия отделяет Центрально-Кольский блок от Беломорского подвижного пояса. В результате интерпретации данных электроразведки установлено падение в южном направлении на глубину до 10 км пород северо-западной части Имандра-Варзугской структуры [Строение литосферы..., 2005]. Общее юго-западное падение пород подтверждается и для юго-восточной ее периклинали: по результатам трансформаций гравитационного поля, центр масс структуры смещается с глубиной к юго-западу. Зона высоких градиентов гравитационного поля, резко ограничивающих структуру на северо-востоке, и относительно слабоградиентное поле на юге свидетельствуют об асимметричной форме Имандра-Варзугского рифта. Глубинный разлом, приуроченный к его северной границе, прослеживается на профиле ГСЗ «Кварц» до мантии и образует уступ на уровне нижнекоровых границ. Проторифтовая зона характеризуется утоненной корой (36 км). В центральной части рифта выделена зона повышенной электропроводности, предположительно связанная с присутствием графитовых сланцев и сульфидной минерализации [Строение литосферы..., 1992, 2005].

Геодинамическая позиция этих карельских «сланцевых» структур является дискуссионной. Если на начальной стадии исследований их рассматривали как простые субплатформенные структуры [Гилярова, 1974] или даже как эрозионно-тектонические останцы единой площади протоплатформенного чехла [Хейсканен, 1980], то впоследствии их стали считать сутурами Кольского [Marker, 1985] и Северо-Карельского [Минц и др., 1996] океанов. Однако в последние годы увеличивается число сторонников пулл-апартной модели происхождения этих структур [Морозов, 1999; Колодяжный, 2002]. Согласно этой модели, карельские образования никогда не являлись чехлом архейской протоплатформы, но и не были крупными субокеаническими бассейнами, а изначально были небольшими трогами в крупных сдвиговых зонах. Причем в каждой троговой структуре формировался свой осадочно-вулcanoгенный разрез, который в общих чертах сопоставлялся с другими разрезами, но имел и свои индивидуальные особенности.

Модель формирования структур карелия по механизму типа пулл-апарта позволяет отказаться от широко развитых представлений о первично-площадном развитии карельского протоплатформенного чехла. Несмотря на то что структурный рисунок карелид хорошо объясним с позиции развития сдвигов, в момент образования карельских трогов Лапландско-Беломорского пояса как такового еще не существовало на поверхности, а протолиты их пород находились на глубинах 25–45 км. И только по мере эволюции СЗ сдвигов и открытия троговых структур карелия глубинные породы воздымались к поверхности [Терехов, 2007].

Фундамент Мезенской синеклизы. По характеру геофизических полей трудно судить о составе пород, слагающих фундамент Мезенской синеклизы. Кристаллический фундамент вскрыт только на Архангельском выступе (скв. Кузнечиха), несколькими скважинами на Зимнем берегу и одной скважиной Ценогорская-1 на глубине 2433 м на Мезенском горсте. По результатам бурения и характеру аномалий магнитного поля можно проследить продолжение в юго-восточном направлении архейских реоморфизованных образований Балтийского щита под осадочным чехлом Русской плиты.

Анализ карт геофизических полей показывает, что поднятиям фундамента в области развития венд-палеозойского чехла Мезенской синеклизы, как правило, соответствуют локальные положительные аномалии гравитационного и локальные экстремумы магнитного поля. Эта закономерность нарушается в районе Мезенского гравитационного максимума. По-видимому, здесь локальные положительные аномалии соответствуют гипербазитовым телам, проникающим высоко в верхние части земной коры, что подтверждают и данные сейсморазведки [Костюченко, 1995; Костюченко, Романюк, 1997; Сейсмогеологическая..., 1998; Строение литосферы..., 2005]. В геофизических полях отмечается продолжение под осадочным чехлом архейских кристаллических пород Мурманского геоблока Балтийского щита. В Воронке Белого моря на профилях МОВ ОГТ наблюдается их контакт с байкальским складчатым фундаментом тиманид.

1.2. РУССКАЯ ПЛИТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Плитная часть северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы (Русская плита) представляет собой область погружения кристаллического фундамента от Фенноскандинавского щита на восток и юго-восток в Мезенскую синеклизу, которая с северо-востока и востока ограничена складчатыми рифейскими сооружениями Канинско-Тиманского пояса. В то же время в рельефе поверхности фундамента ярко выражен рифтовый этап эволюции платформы. По градиентным зонам поверхности фундамента обозначаются разломные ограничения рифтогенных желобов, выполненных синрифтовым комплексом терригенных и вулканогенно-осадочных образований среднего-верхнего рифея, местами обнажающихся по краю щита (Терский берег, полуостров Средний, о. Кильдин). Таким образом, в рельефе кристаллического фундамента северо-восточного сегмента ВЕП выделяется система рифтогенных желобов, получивших название рифтовой системы Белого моря (РСБМ) [Балуев и др., 2002], которые от Белого моря погружаются к юго-востоку под чехол Мезенской синеклизы (рис. 1.7). В эту систему рифтовых зон входят Онежско-Кандалакшский (Кандалакшко-Двинский по [Валеев, 1978]), Керецко-Пинежский, Чапомско-Лешуконский и Мезенский (Баренцевоморский по [Добрынина, 1992]) палеорифты, разделенные выступами кристаллического фундамента – Архангельским, Товским и Кулойским с Мезенским. В основном же все рифейские грабены перекрыты либо венд-палеозойским платформенным чехлом (Мезенская синеклиза), либо водами современных бассейнов Белого и Баренцева морей. Существующие различия в строении блоков земной коры плитной части платформы находят отражение в структуре аномальных физических полей.

1.2.1. Палеорифтовая система Белого моря

Традиционно этот регион рассматривался как область развития континентального рифтогенеза в рифее, который предшествовал началу общего прогибания и формирования осадочного чехла Мезенской синеклизы. В пределах Мезенской синеклизы рифтогенные грабены фактически представляют собой единую систему субпараллельных зон, несколько расходящихся веером к северо-западу. С юго-востока палеорифтовая система Белого моря, общая протяженность которой достигает более 1000 км при ширине от 300 до 500 км, ограничена поперечным к ней Котласским грабеном, являющимся северо-восточным окончанием Среднерусского авлакогена – стержневой структуры Центрально-русской трансплатформенной зоны. С северо-востока систему палеорифтов Беломорского региона перекрывает краевой шов Тимано-Варангерской системы байкалид.

Особенности гипсометрии кристаллического фундамента показывают, что его поверхность весьма интенсивно расчленена дизъюнктивными нарушениями, и поэтому основными тектоническими элементами являются горсты и грабены. Амплитуды смещений по разломам (в основном сбросам) достигают 2.5–4 км и более [Аплонов и др., 2006].

Принято считать [Константиновский, 1977; Добрынина, 1992; Объяснительная записка..., 1996], что палеорифтовая система Белого моря заложилась в среднем рифее на раннедокембрийском консолидированном основании Восточно-Европейского кратона, которое в настоящее время обнажается на дневной поверхности в виде Балтийского щита и погружается от него к востоку и юго-востоку под платформенный чехол в Мезенскую синеклизу. Своим северо-западным концом Онежско-Кандалакшский палеорифт раскалывает восточную часть Фенноскандинавского щита, а Баренцевоморский (Мезенский) обрамляет последний с севера и северо-востока. Обе палеорифтовые зоны заложены вдоль дорифейских разломов северо-западного простиранья, ограничивающих Кольский полуостров с юга и севера.

Кроме того, Онежско-Кандалакшский палеорифт, являясь краевой и в то же время одной из основных структур РСБМ, заложился вдоль оси раннепротерозойского Лапландско-Беломорского подвижного пояса. Пространственно Онежско-Кандалакшский палеорифт приурочен к юго-восточному фрагменту Лапландского гранулитового пояса, обнажающегося на северо-восточном побережье Кандалакшского залива. Можно думать, что так же, как и на других древних платформах [Долгин, Д'Альмейда, 2002; Божко, 2006], пространственную локализацию Онежско-Кандалакшской

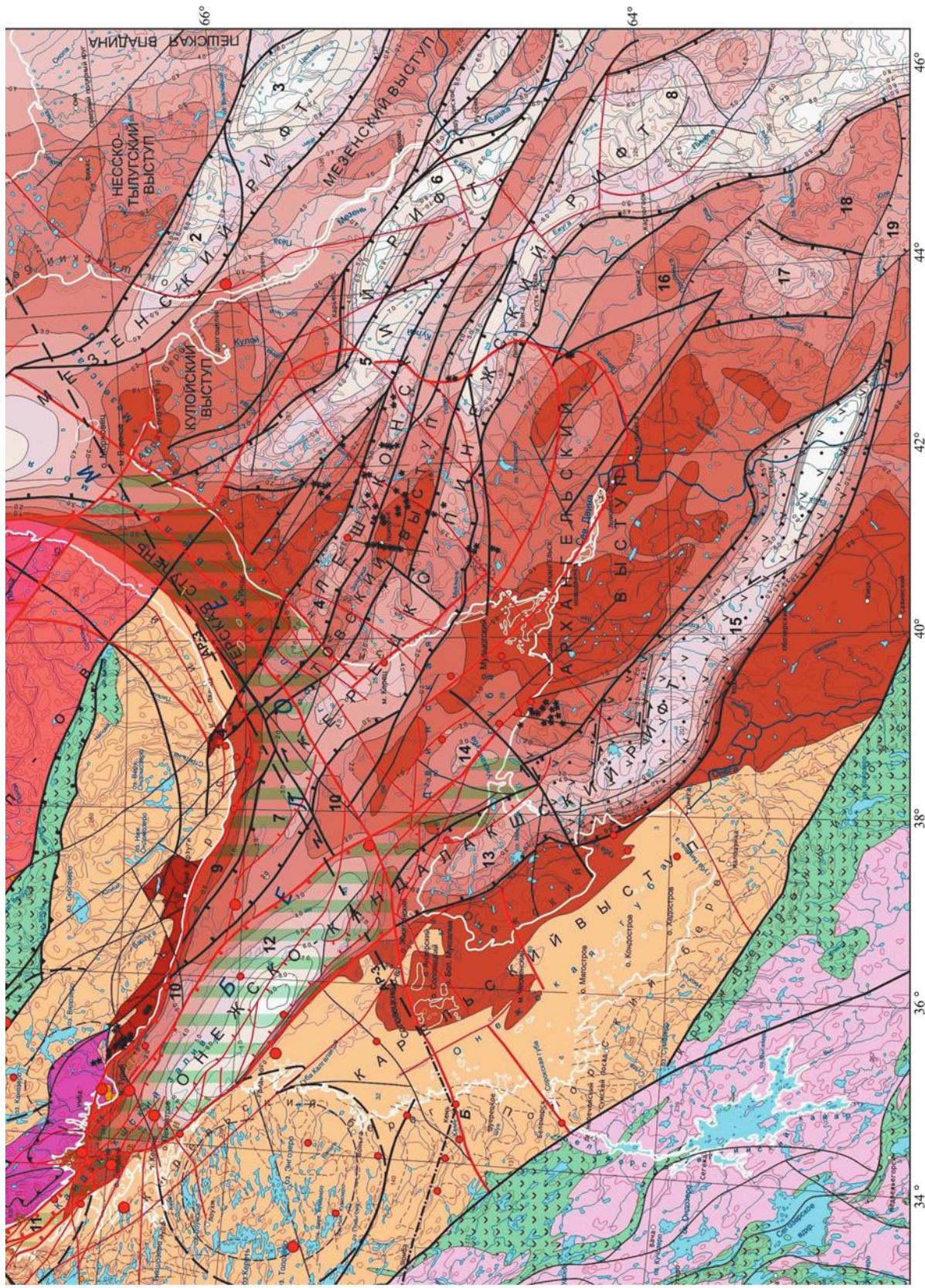


Рис. 1.7. Фрагмент тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий м-ба 1 : 1 500 000 [Тектоническая..., 2010], демонстрирующий строение палеорифтовой системы Белого моря. Усл. обозн. см. на следующей странице

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

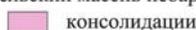
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ КРАТОН

Балтийский щит

1. Кольский массив неорархейской консолидации

-  Мурманский блок
-  Центрально-Кольский блок

2. Карельский массив неорархейской консолидации



3. Лапландско-Беломорский подвижный пояс палеопротерозойской консолидации

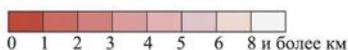
-  Беломорский пояс
-  Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс

4. Проторифтогенные палеопротерозойские пояса (вулканогенно-осадочная формация)



Плитная часть кратона (Русская плита)

Синрифтовый комплекс терригенных образований среднего-позднего рифея, выходящих на поверхность



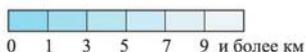
0 1 2 3 4 5 6 8 и более км
Глубина залегания кристаллического фундамента раннедокембрийской консолидации

ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКАЯ ПЛАТФОРМА

Тимано-Печорская плита

с фундаментом байкальской консолидации (0,6±0,1 млрд лет)

Выходы пород байкальского складчатого основания на поверхность



0 1 3 5 7 9 и более км
Глубина залегания складчатого основания

Свальбардская плита

с фундаментом гренвилльской консолидации (0,9±0,1 млрд лет)



0 1 3 5 7 и более км
Глубина залегания складчатого основания

Восточно-Баренцевский рифтогенный трог



5 7 9 11 и более км
Изопахиты: глубины залегания акустического основания

МАГМАТИЧЕСКИЕ ВНУТРИПЛИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Вулканогенно-осадочный комплекс рифтовых впадин (покровных базальтов, долеритов и вулканокластических пород) (1200 млн лет)



Баренцевоморский комплекс долеритовых силлов и даек позднего рифея (975–1000 млн лет)



Среднепалеозойский магматизм (380–360 млн лет)



Массивы и тела ультраосновного щелочного комплекса пород

1. Дайки щелочных пород
2. Трубки взрыва
3. Кимберлитовые трубки алмазоносные



Долеритовые дайки неизменные

Интрузии, выявленные по гравимагнитным полям в пределах морской акватории



Основного состава



Кислого состава



Щелочного состава

СТРУКТУРНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Структурные линии



Конвергентная граница литосферных плит



Разломы (черные – древние, красные – активизированные на неотектоническом этапе):



а) крупные разломы, ограничивающие крупные структуры земной коры



б) прочие разломы



а – взбросы, надвиги



б – сбросы



Сдвиги



Титовско-Поросозерская шовная зона



Кольцевые и дуговые разломы

ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Изогипсы (в км) раннедокембрийского кристаллического фундамента



Изогипсы (в км) гетерогенного фундамента в пределах баренцевоморского шельфа



Изогипсы (в км) опорного горизонта (волжский ярус) на шельфе



Области современного грабенообразования



Эпицентры землетрясений:

а – более трех баллов

б – менее трех баллов

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РЕЛЬЕФА ФУНДАМЕНТА

Грабены:

- 1 – Понойский
- 2 – Усть-Мезенский
- 3 – Сафоновский
- 4 – Чапомский
- 5 – Лешуконский
- 6 – Азопольский
- 7 – Керецкий
- 8 – Пинежский
- 11 – Колвицкий
- 12 – Кандакшский
- 13 – Центральный
- 14 – Унский
- 15 – Онежский
- 17 – Покшеньгский
- 19 – Северо-Двинский

Выступы:

- 9 – Варзугская моноклираль
- 10 – Оленицкий вал
- 16 – Выйский выступ
- 18 – Юльский выступ

палеорифтовой зоны предопределила древняя линейная зона чарнокит-гранулитового пояса. Возможно, что последний являлся ослабленной зоной древней литосферы, по которой происходили ее рифтогенные разрывы в обстановке регионального растяжения земной коры [Балуев, Терехов, 2007]. Из сказанного очевидно, что существует определенная связь структур раннедокембрийского кристаллического фундамента с последующими процессами континентального рифтогенеза.

Онежско-Кандалакшский (Кандалакшско-Двинский) палеорифт, являясь крайним юго-западным членом рифтовой системы, по своему строению делится (в пределах площади карты) на три основных сегмента: Кандалакшский грабен в акватории Белого моря, Центральная и Онежская (Юго-Восточная) впадины и ряд менее крупных впадин (см. рис. 1.7). Протяженность Кандалакшского грабена около 220 км при ширине 60 км и глубине погружения фундамента до 8 км. В Центральном грабене эти параметры равны, соответственно, 100, 35 и 3 км, а в Онежском – 300, 60 и свыше 8 км глубины в юго-восточной части впадины.

Несмотря на то что в настоящее время сохранилась лишь нижняя часть рифта (верхняя его часть вместе с «плечами» срезана эрозией), по некоторым признакам можно реконструировать определенные особенности строения Онежско-Кандалакшского палеорифта, отмечаемые в современных (кайнозойских) континентальных рифтовых зонах, таких как Байкальская или Восточно-Африканская [Зоненшайн и др., 1992; Казьмин, Бяков, 1997]. Каждый из сегментов Онежско-Кандалакшского палеорифта представляет собой полуграбен с переменной полярностью, где главный граничный сброс имеет вогнутую форму. В Кандалакшском сегменте юго-западный крутой борт рифтовой впадины является главным граничным сбросом, а северо-восточный борт более пологий (рис. 1.8). Последним обстоятельством объясняется сохранение на Терском берегу Кольского полуострова рифейских терригенных образований (терская и турьинская свиты), выполняющих рифт. В Центральном сегменте главный граничный сброс ограничивает полуграбен с северо-востока, а в Онежском сегменте – с юго-запада. Центральную и Онежскую рифтогенные впадины разделяет перемычка в виде коленообразного уступа с признаками правостороннего сдвига [Константиновский, 1977]. Кандалакшский и Центральный грабены имеют кулисообразное сочленение по разделяющей их узкой косою перемычке субширотного простирания. Эти междувпадинные перемычки, представляющие собой выступы кристаллического фундамента, играли в свое время, видимо, роль зон аккомодации, т. е. зон приспособления и переноса растяжения с одного отрезка рифтовой зоны на другой. Таким образом, главный граничный сброс рифта в зонах аккомодации «перескакивает» с одного его борта на другой, так же, как это отмечается в рифтогенных грабенах Восточно-Африканской рифтовой системы [Дельво, 1992].

На северо-западном окончании рифтовой зоны выделяется наиболее молодой сегмент рифтовой структуры – Колвицкий, занимающий крайнюю северо-западную часть Кандалакшского залива, который сформировался как грабеновая структура, вероятно, в конце кайнозоя [Балуев и др., 2000, 2009б].

Кандалакшский грабен пространственно связан с бассейном Белого моря, поэтому структура грабена описана по результатам морских комплексных геофизических исследований [Казанин и др., 2006; Журавлев, 2007]. Кандалакшский грабен имеет асимметричное строение, его крутой юго-западный борт представлен сбросом амплитудой до 8 км, выходящим с глубиной (рис. 1.8). Граница сброса, отчетливо выраженная в рельефе дна, уверенно прослеживается МОВ ОГТ и в потенциальных полях (по зоне высоких градиентов) в виде дуги от Карельского берега до Онежского полуострова. На карте графиков магнитного поля выделяются интенсивные положительные линейные аномалии, прослеживающиеся из Двинского в Кандалакшский залив Белого моря (рис. 1.10). В северо-западном направлении уменьшается амплитуда аномалий, отдельные аномалии сливаются в единую широкую полосу, что указывает на погружение их источников. Оценки глубины залегания верхних кромок магнитоактивных тел показывают, что в центральной части грабена они расположены на глубинах 3–4 км. Расчеты верхних кромок послужили основанием для первоначального представления о глубине самого прогиба [Зандер и др., 1967]. Как показали результаты сейсморазведочных работ ОАО МАГЭ, глубина Кандалакшского грабена – 8–9 км – в два раза превышает эти оценки (см. рис. 1.7 и 1.8). Следовательно, магнитные тела располагаются внутри рифейской осадочной толщи и могут свидетельствовать о проявлениях магматизма, скорее всего, основного состава. Это подтверждается и данными сейсморазведки [Журавлев, 2007].

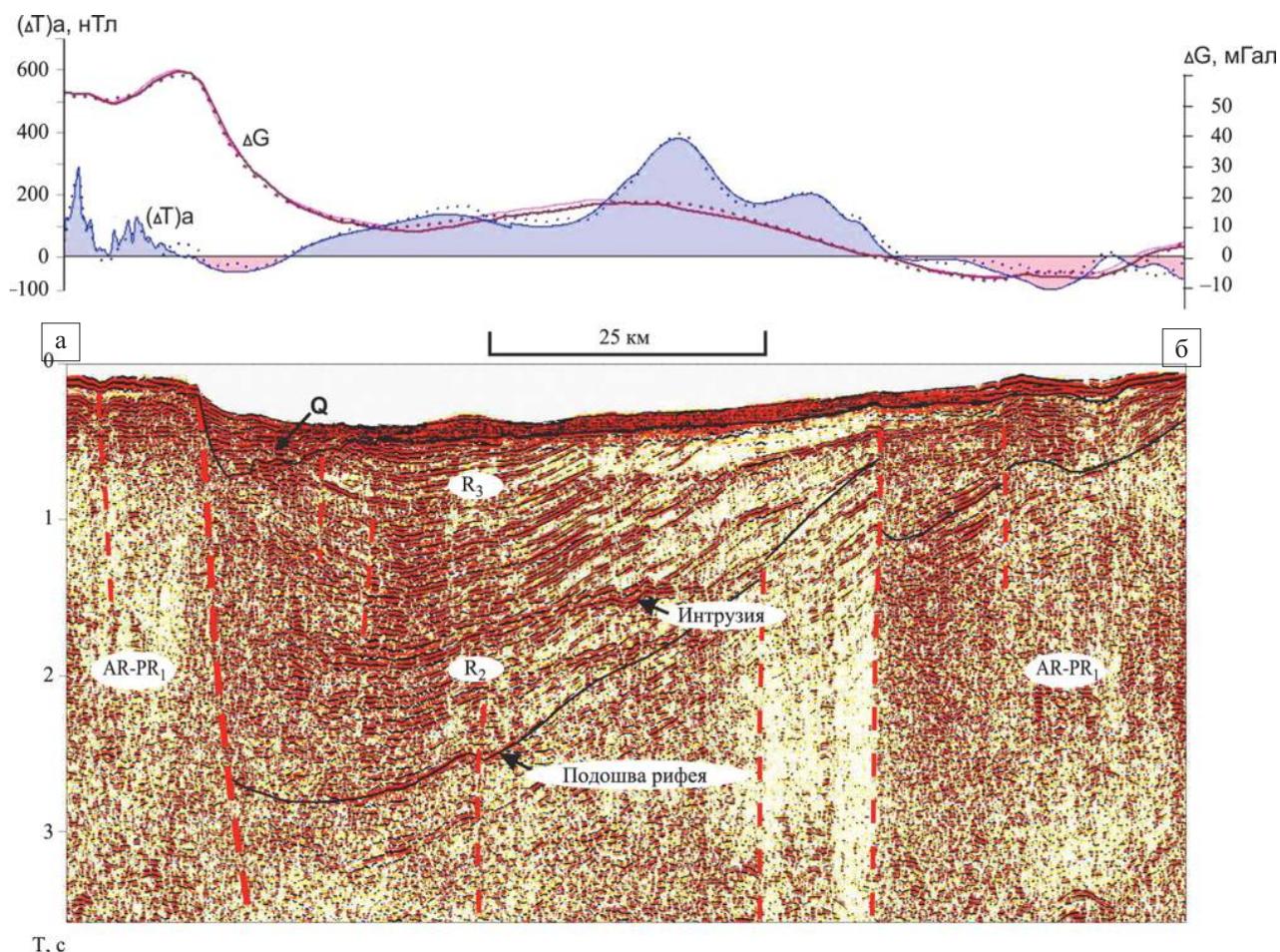


Рис. 1.8. Геолого-геофизический разрез по профилю МОВ ОГТ 200310 через Кандалакшский грабен [Балуев и др., 2012]. Осветленная вертикальная зона в волновом поле фундамента интерпретируется как зона глубинного разлома, по которой могла подниматься магма, внедрившаяся в осадочную толщу рифта. Местоположение профиля см. на рис. 1.1 и 1.9

Пологий северо-восточный борт грабена осложнен сбросами и взбросо-надвигами, главный из которых представлен *Оленицким валом*. Валу соответствует приподнятый и надвинутый блок кристаллического фундамента, прослеживающийся на акватории в виде узкой полосы положительных гравитационных и отрицательных магнитных аномалий (рис. 1.9). Этот вал разделяет Кандалакшский и северо-западное акваториальное продолжение Керецкого грабена. На юго-востоке Кандалакшский грабен сопрягается с *Архангельским выступом* фундамента по серии сдвига-надвигов северо-восточного и субширотного простирания. Южнее Кандалакшский грабен граничит с *Центральной впадиной*, которая значительно уступает по своим параметрам и Кандалакшскому, и Онежскому грабену (см. выше). *Онежский грабен* вытянут от Онежского полуострова до устья р. Ваеньги, впадающей в Северную Двину. Грабен состоит из ряда глубоких депрессий, в которых поверхность фундамента расположена на отметках от 2 до 8 км с мощностью рифейских отложений, составляющей, как правило, 3–4 км и более.

По данным регионального профиля МОГТ I–I (рис. 1.11, 1.12), пересекающего практически всю палеорифтовую систему в пределах Мезенской синеклизы в одной из впадин, расположенной на юго-востоке, зафиксирована узкая (10–15 км) и, видимо, непротяженная глубокая «щель» с мощностью рифея, возможно, до 10 км. Основную часть столь большой мощности составляют, скорее всего, среднерифейские толщи [Апლოнов и др., 2006]. Онежский грабен, как и Кандалакшский, имеет асимметричное строение: его юго-западный борт крутой, а северо-восточный – пологий, осложненный серией сбросов, по которым рифейские отложения ступенчато погружаются.

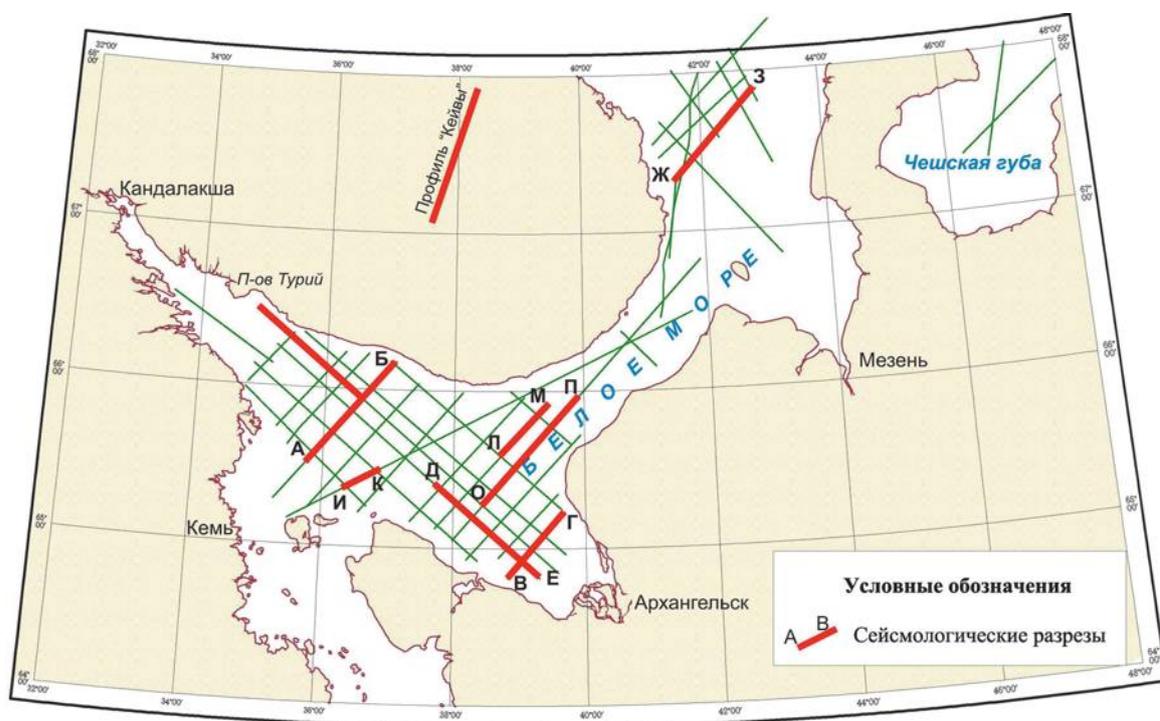


Рис. 1.9. Схема профилей МОВ ОГТ, выполненных ОАО МАГЭ в Белом море и в Чешской губе Баренцева моря [Балуев и др., 2012]. Красным выделены профили, приведенные в работе

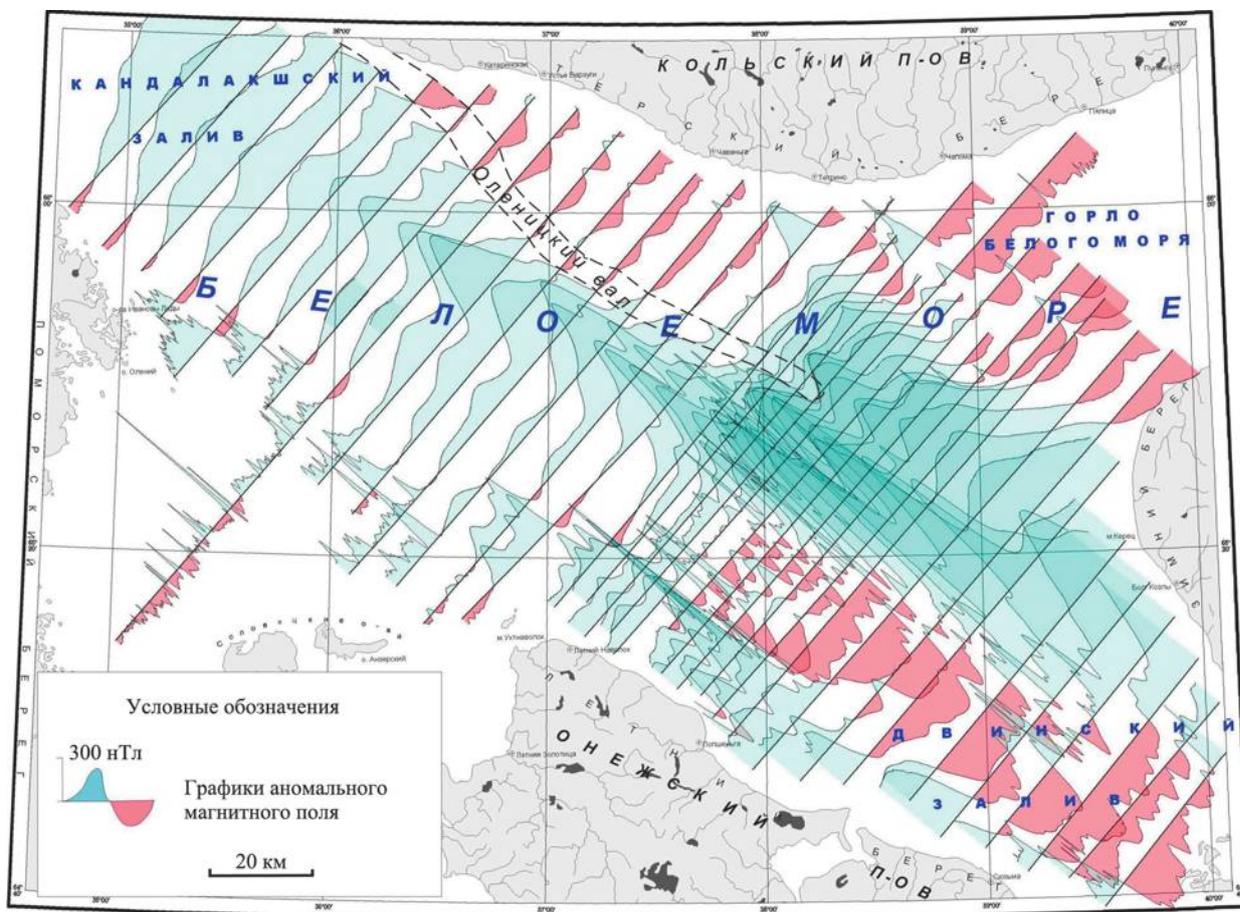


Рис. 1.10. Карта графиков аномального магнитного поля юго-восточной части Белого моря [Балуев и др., 2012]

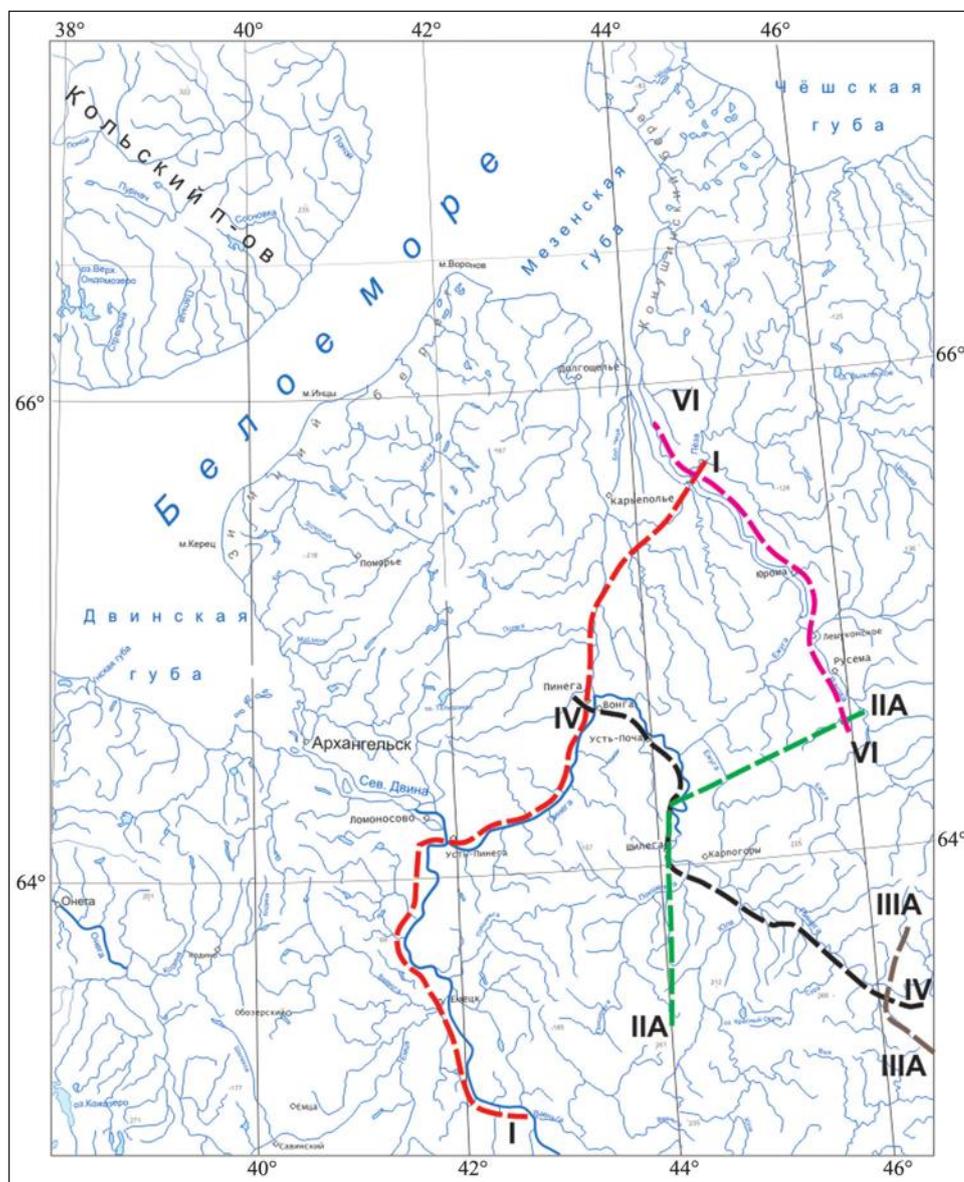


Рис. 1.11. Схема расположения региональных сейсмических профилей МОГТ, выполненных ФГУ НПП «Спецгеофизика» в 1999–2004 гг.

На северо-западном замыкании Кандалакшского грабена расположен еще один относительно небольшой сегмент рифтовой структуры протяженностью около 80 км – *Колвицкий* [Балуев и др., 2000]. Сегмент отделен от основного грабена косой межвпадинной перемычкой, выраженной подводной грядой кристаллического фундамента, выступающего местами над водной поверхностью в виде островов Средние Луды. Этот сегмент представляет собой мелководную (до 70 м) северо-западную часть Кандалакшского залива с многочисленными островками, сложенными породами фундамента. Установлено [Балуев и др., 2009б], что островная гряда архипелага Средние Луды, сложенная анортозитами Колвицкого массива, является межвпадинной перемычкой, разделяющей два молодых (современных) грабена – Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий, и представляет собой зону аккомодации тектонических напряжений (рис. 1.13). Северо-восточный крутой склон межвпадинной перемычки, являющийся, по всей видимости, древним, но активизированным листрическим сбросом, ограничивает распространение к западу рифейских терригенных образований, выполняющих Кандалакшский грабен. Современная тектоника Кандалакшского грабена будет описана в соответствующем разделе.

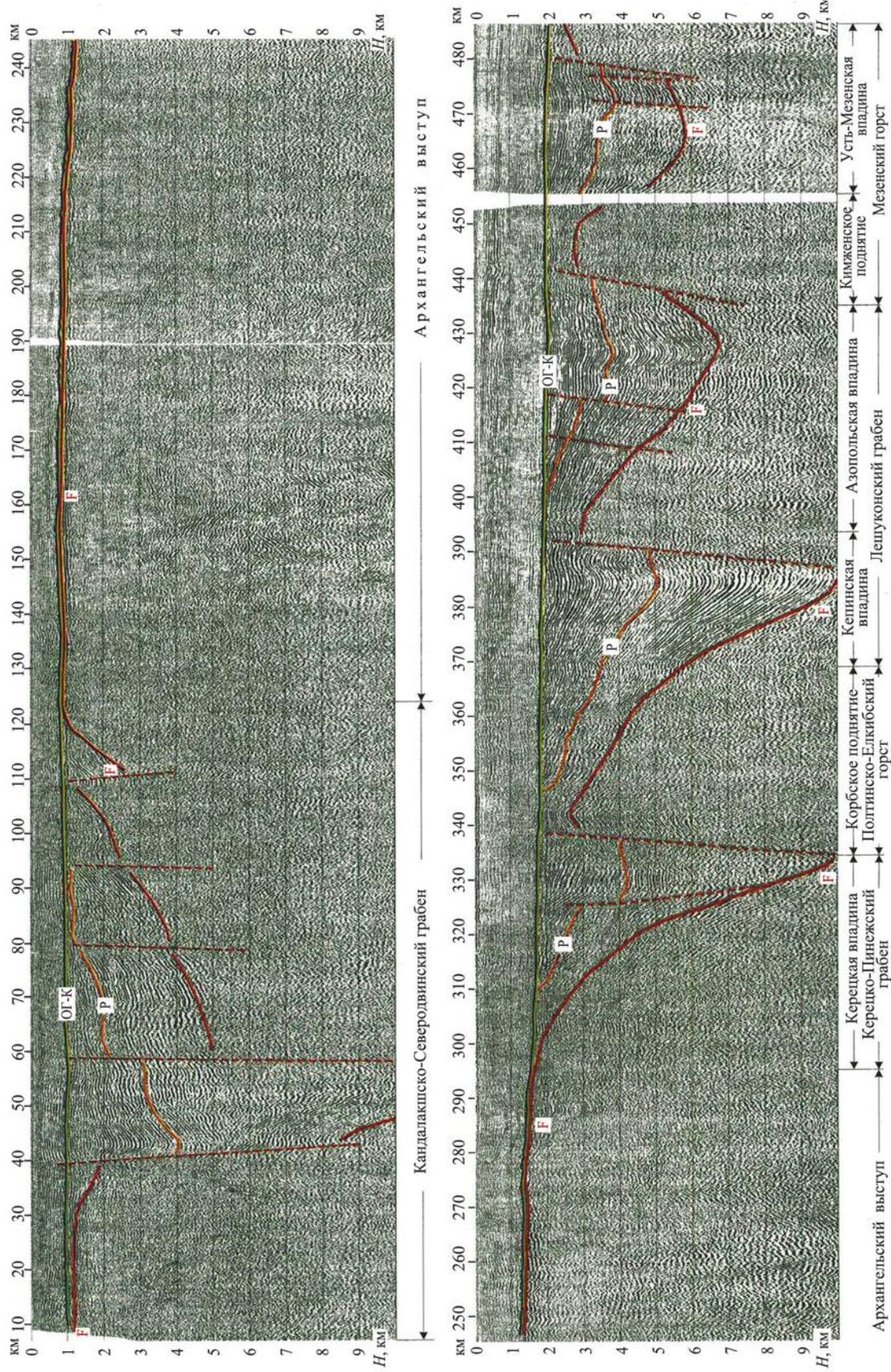


Рис. 1.12. Глубинный сейсмический разрез ОГТ по региональному профилю I через Мезенскую синеклизу (по: [Аплоннов и др., 2006]): сейсмические реперы: достоверные – ОГ-7 – кровля венда, ОГ-К – кровля рифея; менее достоверные – Р – граница рифтовой и пострифтовой частей рифейского разреза, F – кровля фундамента, F0 – четко выраженный репер, отвечающий либо кровле фундамента, либо кровле верхнерифейской карбонатной толщи. В подписях под профилями: нижний ряд – дизъюнктивные структуры фундамента, верхний ряд – пликативные структуры рифейских оглождений. Местоположение профиля см. на рис. 1.1 и 1.11

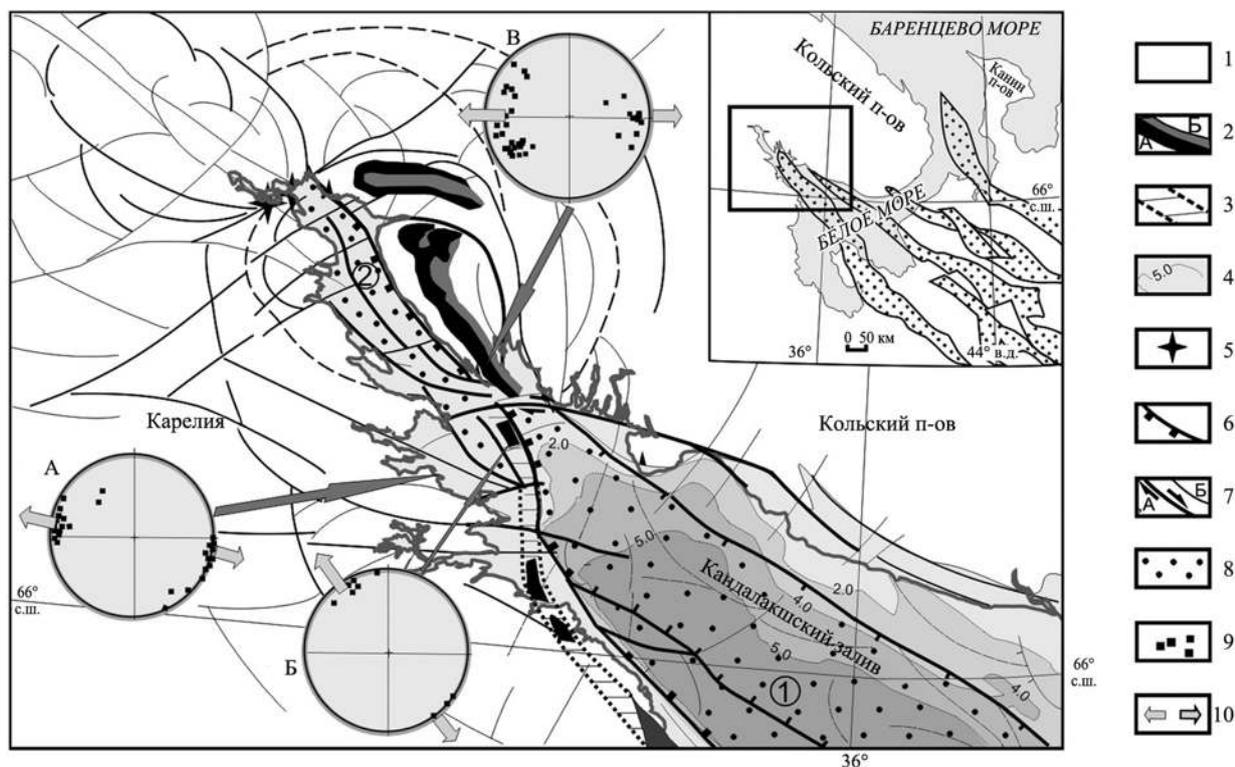


Рис. 1.13. Тектоническая схема северо-западной части Онежско-Кандалакшского палеорифта [Балуев и др., 2012]: 1 – раннекембрийские нерасчлененные образования Балтийского щита; 2 – Колвицкий массив (2.45 млрд лет) и его аналоги: А – анортозиты, Б – эклгитоподобные породы; 3 – предполагаемая зона трассирования глубинных образований вдоль главного сброса палеорифта; 4 – синрифтовые терригенные образования среднего рифея и их мощность в км; 5 – поля щелочных даек девонского возраста; 6 – сбросы, 7 – сдвиги (А) и прочие разломы (Б); 8 – площадь развития современных грабенов; 9 – положение полюсов плоскостей даек на стереограмме (нижняя полусфера); 10 – ориентировка осей тектонических напряжений растяжения в момент внедрения даек. Стереограммы полей щелочных даек: А – Кузокоцкого, Б – Средних Луд, В – Качинного. Цифры в кружках – грабены: 1 – Кандалакшский, 2 – Колвицкий. На врезке – положение участка тектонической схемы в системе палеорифтов Белого моря

Вопрос о подновлении рифейских грабенов в палеозое и, соответственно, появлении в это время зоны аккомодации остается открытым. На сейсмическом разрезе МОВ ОГТ, пересекающем Кандалакшский грабен, вдоль юго-западного крутого борта современной впадины между рифейским и четвертичным сейсмокомплексами на глубине около 300 м выделяется толща, возраст и происхождение которой в разное время авторами интерпретировался по-разному. В работах [Тарасов, Шлыкова, 2006; Журавлев, 2007] этот сейсмокомплекс обозначен как возможная палеозой-кайнозойская толща осадков. С учетом полученных новых геофизических данных (НСАП, МОГТ) предполагается четвертичный возраст этой толщи (см. рис. 1.8) [Журавлев и др., 2008]. Главным же свидетельством среднепалеозойской активизации палеорифта остаются проявления щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма в пределах зоны его динамического влияния.

Керецко-Пинежский палеорифт, в состав которого входят Керецкий и Пинежский грабены, протягивается от Балтийского щита в юго-восточном направлении параллельно Онежско-Кандалакшскому палеорифту (см. рис. 1.7). Структура Керецко-Пинежского палеорифта уверенно прослеживается линейным минимумом силы тяжести.

Керецкий грабен с глубиной фундамента до 4 км расположен в пределах бассейна Белого моря и на юго-западе граничит с Кандалакшским грабеном и Архангельским выступом фундамента. Граница проходит по *Беломорской шовной зоне*, выраженной положительной интенсивной магнитной аномалией, которая прослеживается в акватории от полуострова Турий на юго-восток в сторону Зимнего берега (см. рис. 1.10). Юго-западный крутой борт Керецкого грабена прижат к *Оленицкому валу*, северный – пологий, представлен *Варзугской моноклиной*, северо-восточный выражен крутым

уступом *Товского выступа* кристаллического фундамента (рис. 1.14). Варзугская моноклираль занимает прибрежную часть бассейна и Терского берега Кольского полуострова, где обнажаются терригенные образования терской свиты среднего рифея. Ее структуры по ступенчатым сбросам погружаются на юго-запад. Несмотря на то что в Керецком грабене в пределах бассейна Белого моря глубина погружения фундамента относительно небольшая, в региональном поле силы тяжести эта структура выражена наиболее отчетливо зоной отрицательных значений.

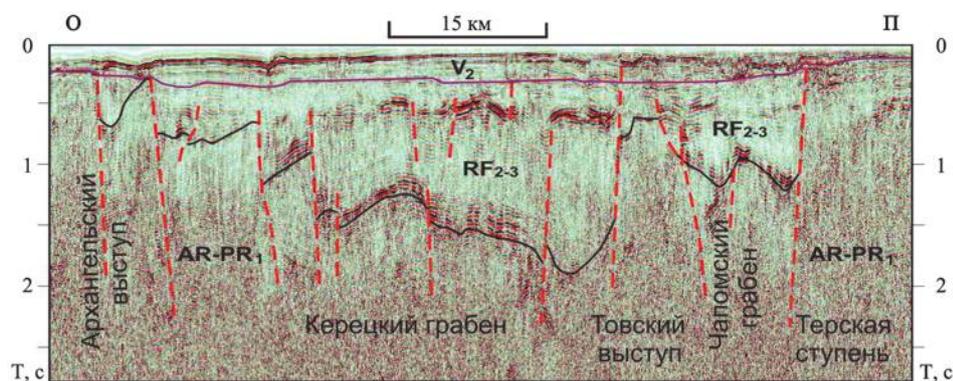


Рис. 1.14. Фрагмент сейсмогеологического разреза по профилю 0711 МОВ ОГТ, секущий Керецкий и Чапомский грабены и разделяющий их Товский выступ. Положение профиля см. на рис. 1.1 и 1.9

К Двинско-Зимнебережной части Керецкого грабена приурочена крупная положительная аномалия магнитного поля. Характер магнитного поля свидетельствует о том, что источники магнитных аномалий погружаются по мере погружения кристаллического основания (см. рис. 1.10), что, вероятно, свидетельствует о наличии в рифтогенной осадочной толще магматических тел основного состава. Это подтверждается наличием ярких отражений вблизи подошвы рифейской толщи (см. рис. 1.14). Судя по тому, что в Кандалакшском грабене в средней части разреза фиксируются подобные аномалии волнового поля, а в Онежском грабене бурением вскрыты магматические образования солончужной свиты позднерифейского возраста, можно предположить тот же возраст и для магматических тел в Керецком грабене. Наибольшая мощность позднепротерозойских осадочных образований в Керецком грабене в пределах акватории Белого моря составляет 4 км. Мощность верхней части консолидированной коры 10–15 км. Мощность земной коры в пределах палеорифта оценивается в 38–40 км (см. рис. 1.4).

У Горла Белого моря наблюдается левостороннее смещение оси Керецкого грабена вдоль тектонической зоны. Эта зона субпараллельных разломов северо-восточного простирания прослеживается в акватории Белого моря от Соловецких островов вдоль пролива Горло к полуострову Канин. На Зимнем берегу она известна как *Архангельская тектоническая зона* [Государственная геологическая..., 2004].

По простиранию к юго-востоку Керецкий грабен смыкается через Золотицкое поднятие с Пинежским, который фактически является самым крупным в рифтовой системе Белого моря, состоящей из нескольких глубоких депрессий (в некоторых из них фундамент погружен более чем на 8 км). Протяженность Пинежского грабена достигает 500 км при ширине 40–80 км. С юго-запада он ограничен Архангельским выступом кристаллического фундамента, а с северо-востока – узкой грядой Товского выступа фундамента, отделяющего его от Чапомо-Лешуконского палеорифта (см. рис. 1.14).

Обращает на себя внимание тот факт, что по простиранию Керецко-Пинежской рифтовой зоны грабены меняют свою полярность, т. е. в пределах акватории Белого моря на сейсмическом профиле АБ (рис. 1.8, правая часть) Керецкий полуграбен имеет юго-западный крутой борт, а северо-восточный – пологий, к юго-востоку на профиле ОП (рис. 1.14) этот же полуграбен имеет уже северо-восточный крутой борт с максимальным погружением под ним. Еще юго-восточнее, в пределах Мезенской синеклизы, Керецкий полуграбен этого рифта на профиле I-I (см. рис. 1.12) имеет такой же северо-восточный крутой борт, а на профиле II-A (рис. 1.15), расположенном еще юго-восточнее и практически параллельном профилю I-I, крутой борт Пинежского полуграбена расположен уже с юго-запада. Таким образом, можно предполагать существование между полуграбенами с разной полярностью зон аккомодации в виде межграбеновых перемычек по аналогии со строением современных рифтовых структур.

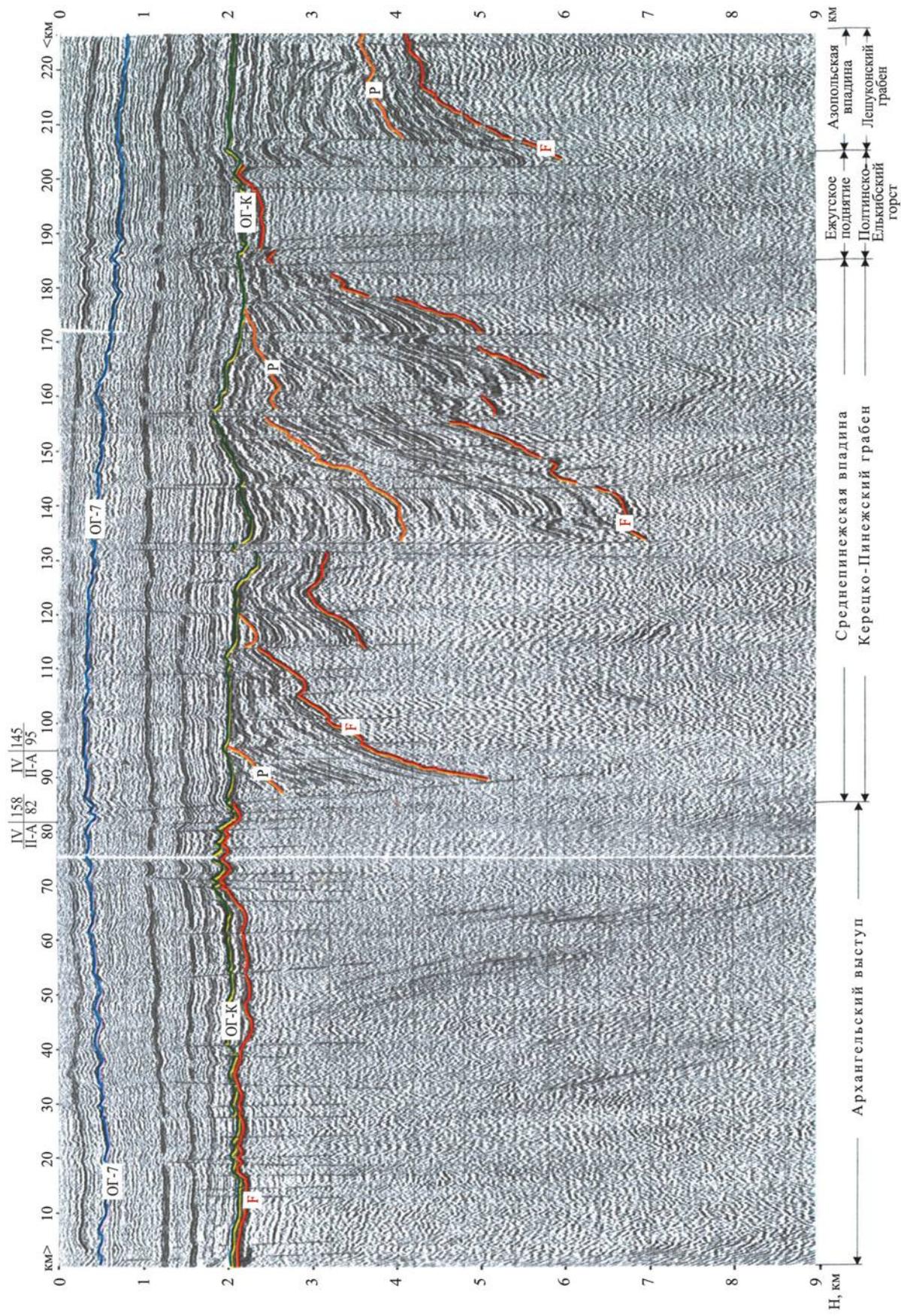


Рис. 1.15. Глубинный сейсмический разрез ОГТ по региональному профилю П-А через Мезенскую синеклизу (по: [Аплонов и др., 2006]). Усл. обозн. см на рис. 1.12. Положение профиля см. на рис. 1.1 и 1.11

Архангельский выступ, разделяющий Онежско-Кандалакшский и Керецко-Пинежский палеорифты, является наиболее крупной из положительных структур РСБМ. В плане он представляет собой поднятие овальной формы, вытянутое в северо-западном направлении примерно на 400 км при ширине около 130 км. Апикальная часть его поверхности находится на глубине 0.5 км (район устья Северной Двины и Двинской губы), в остальной части поверхность выступа имеет бугристый рельеф с минимальными отметками на поднятиях 1 км. Северо-западная часть Архангельского выступа, расположенная в пределах акватории Белого моря, по данным МОВ ОГТ, представляет собой систему разноуровневых линейных блоков северо-западного простирания, нарушенных поперечными разломами северо-восточного и субмеридионального направлений. Последние определяют структурный план наложенного на поверхность выступа *Унского прогиба*, глубина которого не превышает 3 км. Осадочное выполнение Унского прогиба представляет собой гофрированную, осложненную дизъюнктивами толщу предположительно верхнерифейского возраста (рис. 1.16, 1.18). Формирование этих дислокаций вызвано, вероятно, возникновением в какой-то период тангенциального поля тектонических напряжений с вектором, ориентированным на юго-восток со стороны Балтийского щита, при этом Архангельский выступ мог играть роль упора (индентора) [Зыков и др., 2008].

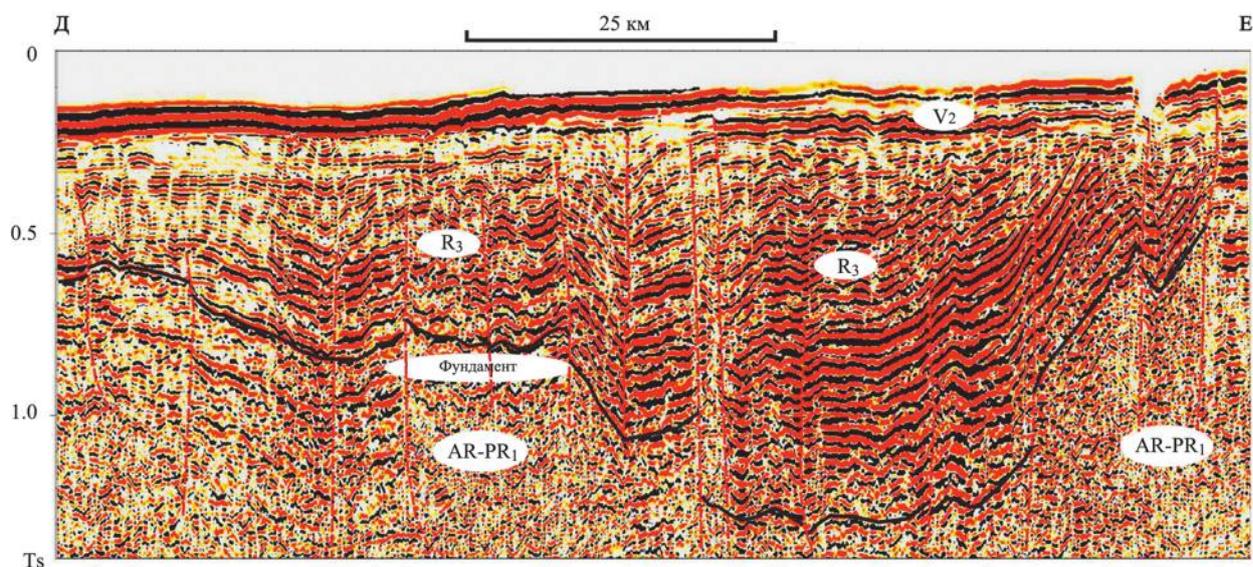


Рис. 1.16. Сейсмогеологический разрез Унского прогиба. Юго-восточный фрагмент профиля МОВ ОГТ 200339. Местоположение профиля см. на рис. 1.1 и 1.9

Линейные структуры горста, ступенчато погружающиеся в Онежский и Керецкий грабены, представлены листрическими сбросами. Запрокинутые уступообразные края горста (рис. 1.17) определяют кинематику (листрических?) сбросов либо свидетельствуют о более быстром погружении его центральной части [Журавлев, 2007]. Юго-восточнее, между Онежским и Пинежским грабенами, амплитуда сбросов, ограничивающих Архангельский выступ, достигает 8 км и более.

Лешуконский (Чапомо-Лешуконский) палеорифт – осевая часть Беломорской рифтовой системы – расположен на северо-западе Мезенской синеклизы. Рифт выражен в рельефе кристаллического фундамента двумя основными впадинами, кулисообразно сочленяющимися друг с другом: собственно Лешуконской (Кепинской по [Аплонов и др., 2006]) и к юго-востоку от нее Азопольской (рис. 1.18).

Протяженность Лешуконского грабена составляет не менее 550 км, а ширина обычно от 50 до 60 км. Глубина погружения фундамента в Лешуконской впадине, вероятно, до 10 км, а в Азопольской превышает 7 км [Аплонов и др., 2006]. Лешуконский грабен характеризуется низкоградиентными, преимущественно отрицательными аномалиями потенциальных полей. Только на северо-западе, где на профиле ГСЗ под Лешуконским грабеном отмечено утонение коры до 35 км, уровень гравитационного и магнитного полей возрастает. Здесь, в подкоревой части, горизонты мантии характеризуются увеличенной скоростью P^m волн (8.4 км/с) [Строение литосферы..., 2005].

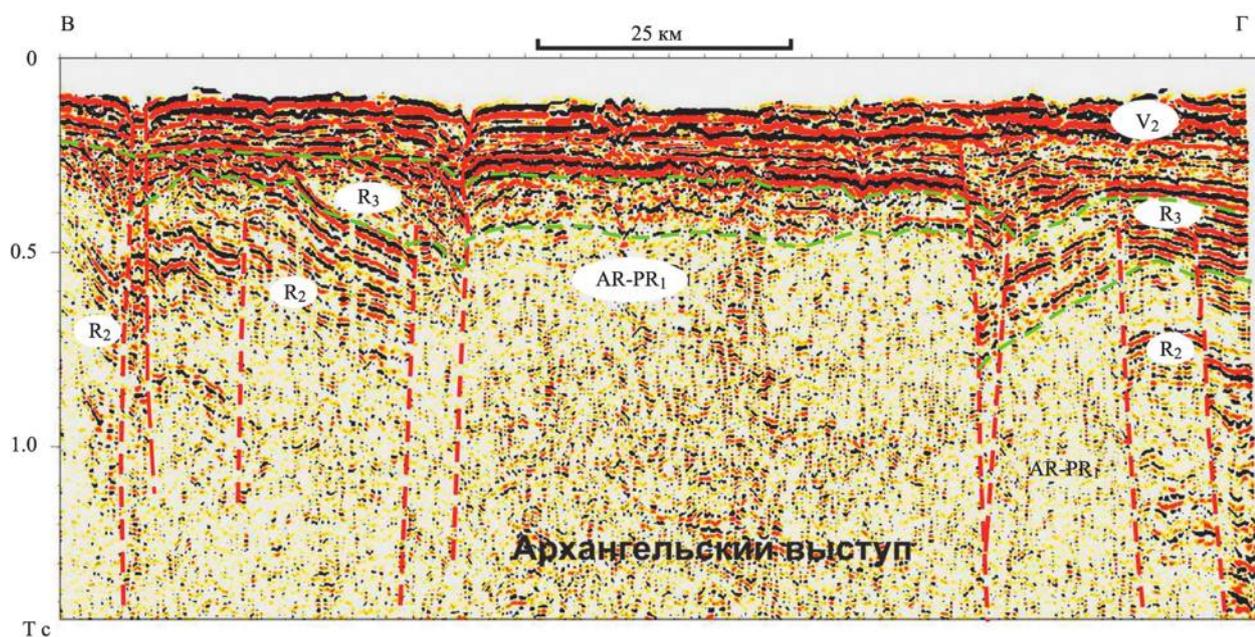


Рис. 1.17. Профиль МОВ ОГТ 200312, пересекающий Архангельский выступ. Местоположение профиля см. на рис. 1.1 и 1.9

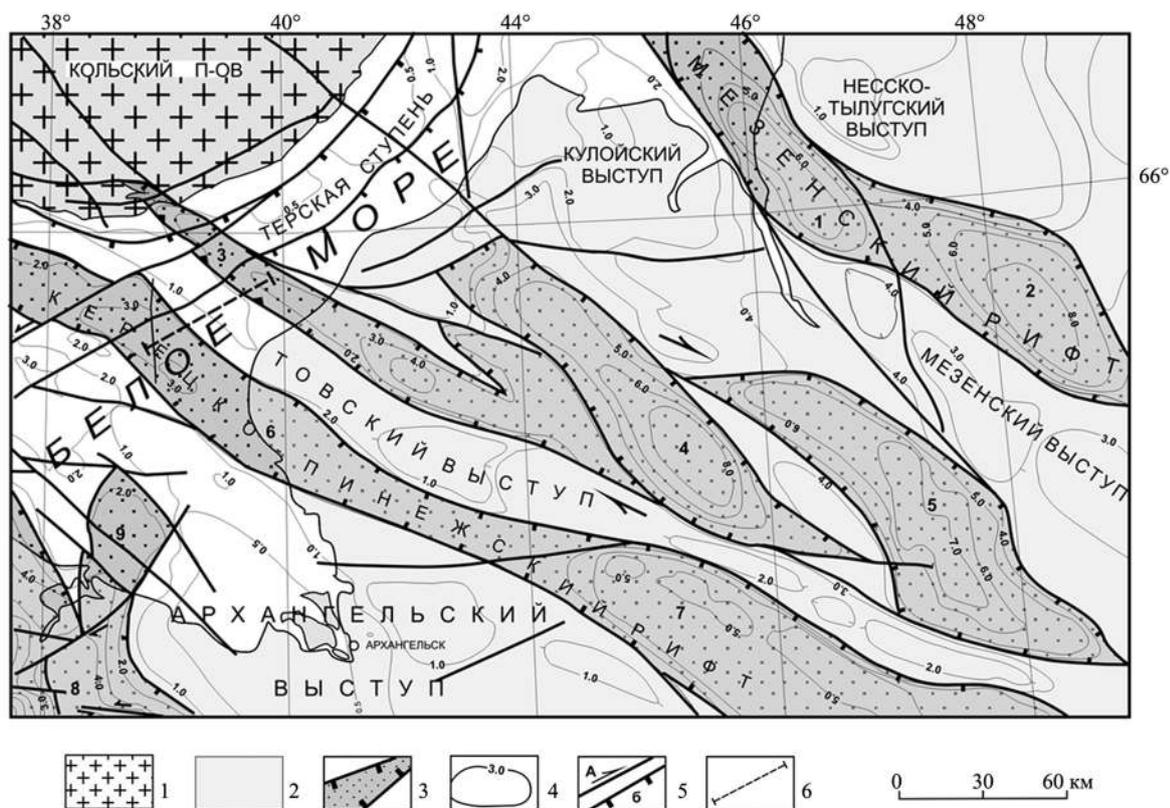


Рис. 1.18. Тектоническая схема центральной части палеорифтовой системы Белого моря [Балуев и др., 2012]:
 1 – Фенноскандинавский щит; 2 – площадь развития платформенного чехла; 3 – рифтогенные грабены; 4 – изолинии рельефа поверхности кристаллического фундамента (в км); 5 – разломы: а – сдвиги, б – сбросы; 6 – линия фрагмента сейсмоакустического профиля 200615, изображенного на рис. 1.20. Цифры на схеме – грабены: 1 – Усть-Мезенский, 2 – Сафоновский, 3 – Чапомский, 4 – Лешуковский, 5 – Азопольский, 6 – Керещкий, 7 – Пинежский, 8 – Онежский грабен Онежско-Кандалакшского палеорифта, 9 – Унский

Впадины имеют разломные ограничения, асимметричны и выполнены терригенными образованиями рифейского возраста. В Лешуконской впадине эти отложения по данным сейсмостратиграфии подразделяются на средне- и верхнерифейские пострифтовые мощностью до 2.5–3 км и нижележащие среднерифейские рифтовые мощностью, видимо, до 5–6 км. В Азопольской впадине максимальная мощность чехла достигает 6.5–7 км, из которых рифейские отложения составляют 4.5–5 км, в том числе пострифтовые едва ли больше 2 км. С юго-запада Лешуконский палеорифт ограничен Товским выступом фундамента, а с северо-востока – Кулойским и Мезенским выступами. В то же время вдоль северо-восточного края Товского выступа в рельефе фундамента зафиксирован [Гипсометрическая карта..., 2001] узкий (20–25 км) и протяженный желоб с глубиной погружения фундамента до 4 км в средней части, примыкающий кулисообразно своим юго-восточным концом к Лешуконскому грабену, а к северо-западу достигающий побережья пролива Горло Белого моря.

На противоположном берегу пролива Горло, на юго-восточном побережье Кольского полуострова в низовьях р. Чапомы расположен Чапомский грабен, представляющий собой небольшую по размерам (20 × 10 км) впадину в архейском кристаллическом фундаменте, выполненную терригенными образованиями чапомской свиты позднерифейского возраста. Чапомский грабен имеет асимметричное строение: распространение рифейских осадочных пород резко ограничивается с северо-востока сбросом северо-западного простирания, а западное ограничение впадины имеет более сложную в плане форму с субширотными маломощными языками песчаников и конгломератов, несогласно залегающими на гранито-гнейсах. Максимальные мощности отложений чапомской свиты, разрез которой почти непрерывно вскрыт в долине р. Чапомы, отмечаются в осевой части грабена и вдоль его северо-восточного борта, достигая 300 м.

Сеть разломов, развивавшихся, по всей видимости, конседиментационно, усложнялась в процессе формирования осадочного чехла, что привело к дроблению рифейских отложений на блоки, для которых фиксируются смещения относительно друг друга с элементами вращения и с резкими изменениями наклона пластов, что может свидетельствовать о листрическом характере разломов (рис. 1.19).



Рис. 1.19. Блоки терригенной толщи верхнего рифея, выполняющие Чапомский грабен, смещены друг относительно друга с элементами вращения. Среднее течение р. Чапомы, Кольский полуостров (фото Е. С. Пржиялговского)

Разломы, разделяющие блоки рифейских отложений, выражены зонами катаклаза мощностью 1–2 м с подворотом слоев, будинажем прослоев песчаников и гравелитов, гофрированной складчатостью аргиллитов, многочисленными зеркалами скольжения по мелким дуговым трещинам. В обнажениях отмечаются сбросовые смещения до нескольких метров, хотя для разнонаклонных блоков можно предполагать и существенно большие амплитуды. Таким образом, Чапомский грабен несет в себе признаки рифтогенной структуры, сформировавшейся в процессе континентального рифтогенеза в позднерифейское время.

Данные геолого-геофизических исследований в акватории пролива Горло Белого моря, проведенных ОАО МАГЭ [Балуев и др., 2009а], свидетельствуют о существовании грабенообразных структур на юго-восточном продолжении Чапомского грабена. Профиль МОВ ОГТ АР-3, пересекающий бассейн Белого моря в северо-восточном направлении от северной оконечности Соловецких островов через пролив Горло (см. рис. 1.18), зафиксировал в 20 км к ЮВ от грабена его продолжение, представляющее собой погружение фундамента более чем на 3 км с крутым северо-восточным бортом и пологим юго-западным, осложненным двумя наклонными блоками. С юго-запада Чапомский грабен ограничивает Товский выступ, отделяющий его от Керецкого грабена, а с северо-востока он ограничен Терской ступенью, переходящей севернее в Кулойский выступ.

На сейсмическом разрезе в толще, выполняющей Чапомский грабен, выделяются два седиментационных комплекса, так же как и в остальных грабенах рифтовой системы Белого моря (рис. 1.20). Нижний выполняет грабен и соответствует, вероятно, среднерифейским отложениям, а верхний нивелирует рельеф фундамента и соответствует верхнерифейским отложениям, которые фактически обнажаются на юго-восточном побережье Кольского полуострова. Следует отметить, что по данным сейсмического профилирования терригенная толща, выполняющая грабены, местами дислоцирована, формируя пологие складки, оси которых ориентированы преимущественно вдоль простирания грабенов. В северо-восточной части разреза наблюдаются даже структуры надвигового характера (см. рис. 1.20), которые свидетельствуют о воздействии сжимающих напряжений со стороны, скорее всего, тиманид. Происхождение этих дислокаций пока неясно, возможно, генетически они связаны с процессами рифтогенеза.

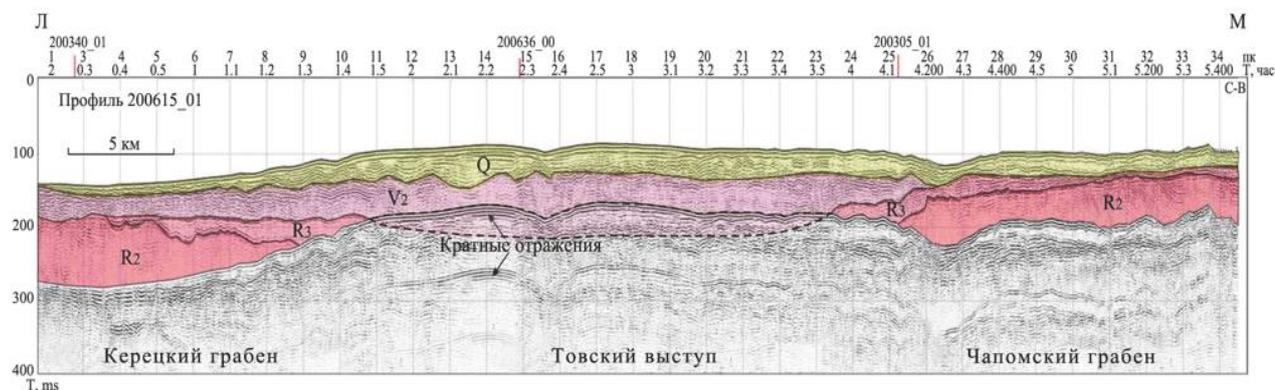


Рис. 1.20. Фрагмент сейсмогеологического разреза по профилю 200615 НСАП, секущий Керецкий и Чапомский грабены и разделяющий их Товский выступ. Положение профиля см. на рис. 1.1 и 1.7

Со стороны Зимнего берега Белого моря к зафиксированному сейсмическим профилем продолжению Чапомского грабена подходит хорошо выраженное в рельефе кристаллического фундамента западное ответвление Лешуконского грабена в виде довольно узкого, но протяженного желоба. Таким образом, согласно новым данным, Чапомский грабен протягивается в юго-восточном направлении на расстояние около 200 км через пролив Горло до кулисообразного сочленения его с Лешуконским грабеном, являясь фактически одним из сегментов Лешуконского палеорифта. На Кольском полуострове, который представляет собой высоко поднятый блок фундамента платформы, обнажается всего лишь его северо-западная оконечность и, вероятно, верхняя часть разреза грабенового выполнения.

Чтобы подчеркнуть единство этой палеорифтовой зоны, имеет смысл называть ее «Чапома-Лешуконским палеорифтом» в отличие от традиционного «Керецко-Лешуконского», тем более что, как оказалось, Керецкий грабен, переходящий к юго-востоку в Пинежский грабен (см. рис. 1.7 и 1.18), никак не соприкасается с Лешуконским, так как отделен от него Товским выступом кристаллического фундамента, представляющего собой относительно узкую (20–30 км) гряду, вытянутую от юго-восточного побережья Кольского полуострова примерно на 450 км в юго-восточном направлении.

Кулисообразное расположение рифтогенных впадин Чапомо-Лешуконского палеорифта, сама форма собственно Лешуконской и Азопольской впадин (пулл-апарт) предполагает их заложение и развитие в режиме трансенсии с элементами правостороннего сдвига вдоль крутых северо-восточных бортов грабенов. Такой режим лучше всего согласуется с действием внешних сил, т. е. с пассивным рифтингом [Леонов, 2001], который мог возникнуть при вращении древней континентальной плиты Балтика против часовой стрелки во время распада суперконтинента Палеопангея в среднерифейское время [Балуев, 2006], когда северо-восточная (в современных румбах) пассивная окраина плиты испытывала косое растяжение.

Мезенский (Баренцевоморский) палеорифт, в состав которого входят Понойская, Усть-Мезенская и Сафоновская впадины, протягивается субпараллельно Лешуконскому палеорифту к северо-востоку от него. Их разделяют Кулойский и Мезенский выступы фундамента. К северо-западу от Понойской впадины, по данным сейсмопрофилирования баренцевоморского шельфа, намечается продолжение этой рифтовой зоны, которое перекрыто надвиговыми структурами Тимано-Варангерской системы байкалитид и палеозойским чехлом Кольско-Канинской моноклинали [Митрофанов и др., 2004].

Усть-Мезенский грабен представляет собой довольно узкую (около 30 км) впадину, вытянутую в юго-восточном направлении примерно на 120–140 км. Фундамент в ней погружен на 6 км. Северо-восточный борт, примыкающий к Несско-Тылугскому выступу, более крутой, а юго-западный, примыкающий к Кулойскому выступу, пологий. На юго-востоке Усть-Мезенский грабен через седловину в фундаменте, который здесь залегает на глубине менее 4 км, примыкает к *Сафоновскому грабену*. Последний прослеживается на 90–100 км при ширине 45–50 км, глубина погружения фундамента в нем превышает 8 км. С юга его ограничивает Мезенский выступ фундамента, который разделяет Сафоновский и Азопольский грабены. С севера Сафоновский грабен ограничен Несско-Тылугским выступом, а к северо-восточной границе грабена примыкает *Пёшская впадина*, выделенная по материалам КМПВ на побережье Чёшской губы [Апლოнов и др., 2006]. В пределах этой структуры, размеры которой составляют 130 × 90 км, отметки залегания поверхности фундамента увеличиваются в северо-восточном направлении от –2.5–3.0 км до –8.0–10.0 км.

Понойская впадина с глубиной погруженного фундамента более 8 км выявлена недавно сейсмическим профилированием в Воронке Белого моря на продолжении Усть-Мезенской впадины (рис. 1.21) [Журавлев, 2007]. Наблюдаемое смещение продольной оси Понойской впадины относительно оси Усть-Мезенского грабена может быть обусловлено правосторонними сдвигами блоков вдоль Архангельской тектонической зоны, фиксируемой по простираию пролива Горло Белого моря, либо огибанием Мезенским палеорифтом жесткого ядра в составе фундамента (см. рис. 1.6).

На юге впадину ограничивает Кулойский выступ. На юго-востоке Понойская впадина сопрягается с Усть-Мезенским грабеном через систему мелких поперечных горстов и грабенов, контролируемых Архангельской тектонической зоной. На востоке впадина ограничена *Несско-Тылугским (Чижским) выступом*. Выступ образовался, по-видимому, на рубеже среднего и позднего рифея, а впоследствии вошел в полосу форланда при формировании структур *Канинско-Тиманского складчато-надвигового пояса*. Выступ прослеживается с полуострова Канин на акваторию Воронки Белого моря. Вблизи меридиана 42° его структуры выклиниваются, и Понойская впадина смыкается с узким Шойнинским прогибом, который зажат между Несско-Тылугским выступом и *Валом Мысов Лудоватых*. Здесь по крупной надвиговой зоне (*Западно-Тиманский разлом*) проходит граница между Русской плитой и Канинско-Тиманским мегавалом. На северо-восточном склоне *Кольско-Канинской моноклинали*, вблизи полуострова Святой Нос, Понойская впадина замыкается в зоне разломов северо-восточного простираия, которая является продолжением в пределы акватории Баренцевоморского шельфа Хибино-Контозерской тектонической зоны. Здесь же прерывается и акваториальное продолжение структур Канинско-Тиманского пояса, расположенных параллельно оси впадины [Баренцевская..., 1988; Журавлев, 2007].

Однако материалы сейсмического профилирования дают основание полагать, что Мезенский (Баренцевоморский) палеорифт имеет свое продолжение в пределах акватории и далее к северо-западу вдоль баренцевоморского побережья. По данным ГСЗ, в области перикратонного опускания

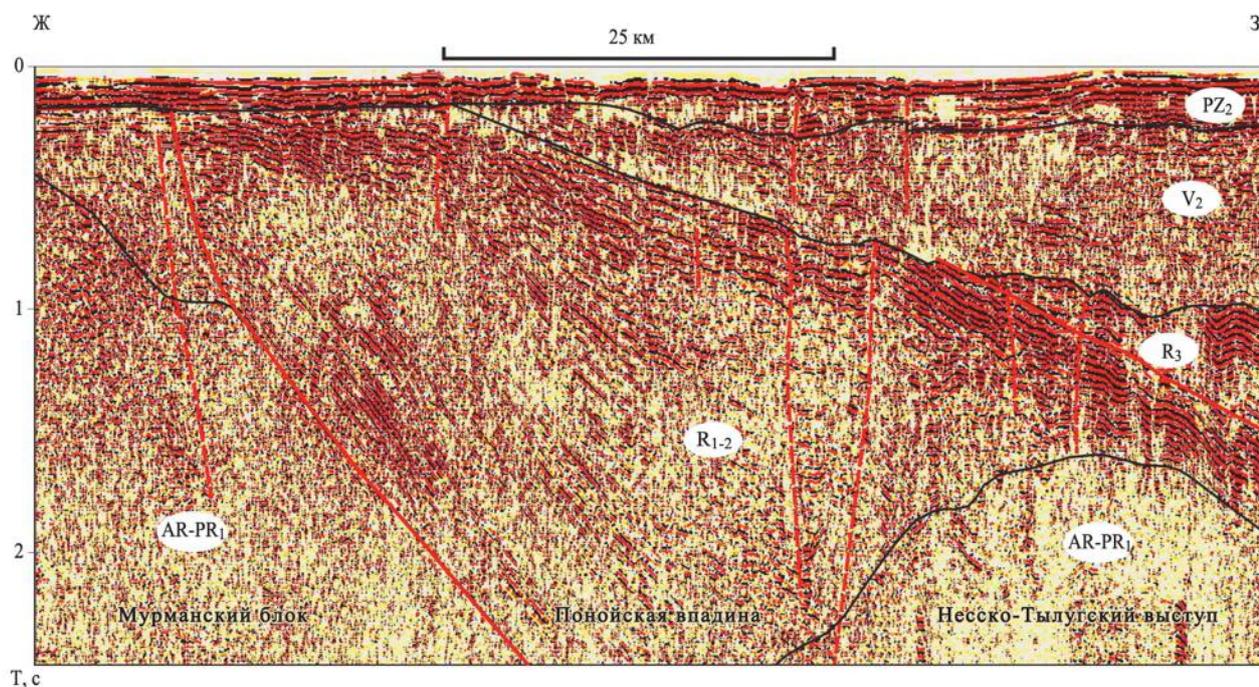


Рис. 1.21. Сейсмогеологический разрез по линии профиля МОВ ОГТ 200301 через Понойскую впадину. Положение профиля см. на рис. 1.7

фундамента на севере ВЕП выявлен рифейский грабен, который протягивается из Предтиманского прогиба через Горло Белого моря вдоль побережья Кольского полуострова до мыса Нордкап на северо-западе [Сейсмогеологическая модель..., 1998; Митрофанов и др., 1999; Симонов и др., 2002]. Сейчас уже не вызывает сомнений факт существования системы глубоких рифейских грабенов, по меньшей мере, в северной части Мезенской синеклизы и в районе пролива Горло Белого моря. Вдоль Тиманской сутуры прослеживаются асимметричные Сафоновская и Пешская впадины, представляющие собой единую зону прогибания, ступенчато погружающуюся под Тиман. Краевой шов Тимано-Варангерской системы байкалит (Трольфиорд-Рыбачий-Канин и Западно-Тиманский разломы), по геофизическим данным, имеет характер крупного надвига, по которому рифейские метаморфические комплексы байкалит на десятки километров надвинуты на свои платформенные аналоги в области перикратонного опускания Русской плиты. И таким образом, северо-восточный борт прогиба перекрыт аллохтонными чешуями рифейских толщ Тимана. Образования комплекса тиманид, погребенные под отложениями осадочного чехла Тимано-Печорской и Свальбардской (Баренцевоморской) эпибайкальских плит, обнажаются на полуостровах Средний, Рыбачий и Варангер, в нескольких выступах прибрежной зоны Кольского полуострова, на полуострове Канин и на Тимане.

Между Понойской впадиной на юго-востоке и грабеном полуострова Средний на северо-западе в пределах Ивановской губы и нижнего течения р. Ивановки в кристаллическом фундаменте существует небольшой узкий (2–3 км) грабен, простирающийся примерно на 15 км в северо-западном направлении субпараллельно разлому Карпинского. Грабен выполнен толщей терригенных осадков, полого падающей (до 10°) на северо-восток. Осадочные породы прорваны серией крупных (до 40 м мощностью) долеритовых даек северо-восточного простирания и полого залегающей интрузией (силлом) среднезернистых долеритов с ороговикованием в экзоконтактных зонах мощностью 50–60 см. Примечательно, что в пределах Ивановской губы осадочные породы сохранились лишь вблизи прорывающих их интрузий, в остальных частях они, видимо, были эродированы.

У полуострова Святой Нос выход таких же осадочных образований с прослоем конгломератов в основании представляет собой приразломный клин также северо-западного простирания. По всей видимости, эти две структуры являются реликтами небольших грабенов-сателлитов Баренцевоморской

рифтовой зоны, простирающейся в акватории Баренцева моря вдоль побережья Кольского полуострова. Образование таких структур (или, как их еще образно называют, «защербов») связывают с проявлением трансензионного режима во время формирования крупных зон континентального рифтогенеза, как, например, в Байкальской рифтовой зоне.

1.2.2. Литолого-стратиграфическая характеристика грабенового выполнения рифтовой системы Белого моря и перекрывающих комплексов

На дорифтовом фундаменте в рифтовых впадинах залегают отложения рифея (синрифтовый комплекс), которые в пределах плитной части платформы (Мезенской синеклизы) несогласно перекрываются синеклизным и плитным комплексами. Общее погружение всех отложений направлено в сторону Тиманского складчатого сооружения, надвинутого на край Восточно-Европейской платформы.

1.2.2.1. Синрифтовый комплекс

Все впадины палеорифтовой системы Белого моря выполнены терригенными осадками, часто красноцветными, среднего и верхнего рифея, которые развиты в акватории Белого моря, а на поверхности прослеживаются почти по всему южному и частично восточному побережью Кольского полуострова.

Онежско-Кандалакшский и Керецко-Пинежский палеорифты. Кандалакшский и Керецкий грабены практически полностью расположены в пределах акватории Белого моря, и об их заполнении можно судить лишь по северо-восточному пологому борту Керецкого грабена, обнажающегося на поверхности вдоль южного побережья Кольского полуострова, а также по данным сейсмостратиграфического профилирования акватории. Обнажения рифейских образований (рис. 1.22) наблюдаются от Турьего мыса до р. Русинги на востоке, т. е. на протяжении 300 км. На «Государственной геологической карте...» [2004] выходящие на дочетвертичную поверхность рифейские образования



Рис. 1.22. Обнажение толщи терских песчаников на южном берегу Кольского п-ова (фото А. С. Балужева)

выделены в оленецкую серию. На побережье серия образована терской, чапомской и турьинской свитами. Общая мощность рифейских толщ в акватории Белого моря оценивается в 3000–8000 м, известная мощность оленецкой серии на побережье превышает 715 м.

Наиболее проблематично положение турьинской свиты серых кварцитовидных песчаников, фенитизированных на контакте со щелочной интрузией Турьего полуострова. Сероцветные, хорошо сортированные кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники этой свиты залегают трансгрессивно на нижнепротерозойских гранодиоритах и, вероятно, по-разному контактируют с терской свитой. В песчаниках турьинской свиты обнаружены редкие микрофоссилии: *Kildinella hyperboreica* Tim., *Leiosphaeridia densum* (Tim.), *Osillatorites* sp. **Возможно, эти образования соответствуют низам среднего рифея или нижнему рифею** [Рагозина, Степкин, 1979]. Песчаники турьинской свиты местами интенсивно дислоцированы, при этом характер складок не позволяет однозначно связывать их с внедрением щелочного массива. Проявление складчатости, не характерной для других рифейских толщ палеорифтовой системы Белого моря, ставит под сомнение позднепротерозойский возраст этой свиты, которая может оказаться аналогом какой-то части карельского комплекса [Коноплева, 1979].

Терригенные отложения терской свиты, распространенные на южном побережье Кольского полуострова и выполняющие грабены Онежско-Кандалакшского и Керецко-Пинежского палеорифтов, представляют собой преимущественно красноцветные осадки, сложенные плохо сортированными песчаниками с прослоями глинисто-алевролитовых пород (см. рис. 1.22). На большей части территории отложения терской свиты трансгрессивно перекрывают различные породы архея, среди которых преобладают амфиболовые и слюдяные гнейсы и мигматиты.

В основании терригенной толщи залегает пачка базальных конгломератов (р. Кица – рис. 1.23, руч. Кашкаранский, скв. № 12 – дер. Мосеево). Для всего разреза типичны коричневый с различными оттенками цвет пород, общая горизонтальная и близкая к ней слоистость с моноклинальным падением 5–10° на юго-запад в сторону моря (см. рис. 1.22). Характерными особенностями пород терской свиты являются многочисленные трещины усыхания, знаки ряби, отпечатки дождевых капель, иероглифы и проблематичные образования, напоминающие следы жизнедеятельности мелких аннелидоморфных организмов (рис. 1.24 и 1.25), а также диагенетические пятнистые текстуры (текстуры «оглиения») (рис. 1.26). Эти участки в сечении имеют в основном округлые шарообразные (Ø до 10 см) или неправильные со скругленными краями очертания. Структуры оглиения являются свидетельством действия газообразных флюидов восстановительного характера во время осадконакопления.

В разрезе терской свиты устанавливается закономерная смена пород в пачках снизу вверх от грубообломочных к тонкозернистым. Разрез свиты представляет собой два крупных трансгрессивных ритма, один из которых осложнен в основании ритмами низшего порядка. Накопление красноцветных терригенных осадков происходило в условиях медленного погружения бассейна, которое иногда прерывалось в результате неоднократного возобновления



Рис. 1.23. Базальные конгломераты терской свиты на р. Кице (фото Е. Н. Терехова)



Рис. 1.24. Текстуры в глинистых породах терской свиты, похожие и на трещины усыхания, и на следы роющих организмов (фото Е. М. Гурвич)



Рис. 1.25. Текстура, от которой открешиваются и палеонтологи, и литологи. Палеонтологи говорят, что это связано с водорослевыми матами (фото Е. М. Гурвич)

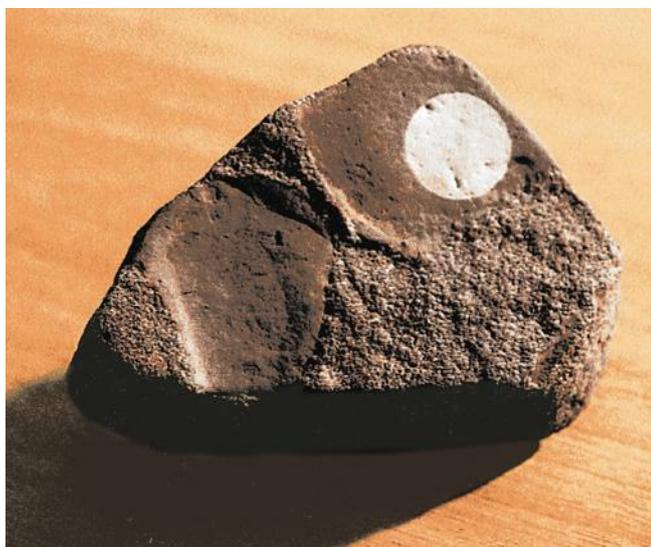


Рис. 1.26. Диагенетические пятнистые текстуры отбеливания (структуры «оглиения») в рифейских красноцветных песчаниках терской свиты (фото Е. М. Гурвич)

тектонических движений, что привело к образованию крупных ритмов. Накопление осадков происходило в спокойной тектонической обстановке, когда на фоне медленного непрерывного погружения морского дна наблюдались лишь незначительные колебания его, зафиксированные в ритмичном строении нижних горизонтов нижней пачки. Судя по общей мощности разреза на суше, составляющей около 700 м, и по выдержанности мощностей нижней части свиты, трансгрессия занимала значительно большую территорию, чем та, на которой в настоящее время фиксируются песчаники.

Формировались песчаники терской свиты в условиях мелководного бассейна, о чем свидетельствуют наличие многочисленных прослоев косослоистых песчаников и знаков ряби, ориентировка галек и гравия в конгломератах и многие другие признаки. В мелководных условиях при блоковом строении фундамента в процессе осадконакопления были возможны незначительные локальные перерывы в отложениях песчаников, которые отражены в разрезе наличием маломощных слоев и линз конгломератов с галькой и гравием алевролитов. Плохая окатанность и сортировка обломочного материала, наличие в разрезе обломков подстилающих пород и их составных частей,

легко подвергающихся процессам выветривания, свидетельствуют о близости формирования свиты и области сноса.

В Керецком грабене на Зимнем берегу бурением вскрыта мощная толща красноцветных разнотерригенных песчаников, сходных с рифейскими отложениями Кандалакшского грабена [Якобсон и др., 1991]. Мощность рифейских отложений в Керецком грабене в целом оценивается в 1.5–2.0 км [Аплонов и др., 2006], а в Белом море до 4 км [Балуев и др., 2012].

Как уже отмечалось, все впадины палеорифтовой системы Белого моря выполнены терригенными осадками, часто красноцветными, и лишь в разрезе рифея Онежского грабена на глубине более 620 м вскрыты бурением покровы базальтов, долеритов и вулканокластических пород солозерской свиты, для которых первоначально был определен **К-Аг возраст 1300 млн лет** [Константиновский, 1977]. Впоследствии время накопления базальтов солозерской толщи было пересмотрено в сторону уменьшения по Sm-Nd датировкам до 667 ± 31 млн лет, что соответствует пограничным горизонтам верхнего рифея – нижнего венда [Носова и др., 2006]. Нижележащая часть разреза заполняющих Онежский грабен отложений мощностью более 4 км остается неизвестной, но очевидно, что стратиграфически нижележащие горизонты должны быть более древнего возраста.

В пределах бассейна Белого моря по данным сейсмического профилирования осадочный чехол разделяется на два структурных этажа [Журавлев, 2007; Журавлев, Шипилов, 2007]. *Нижний структурный* этаж представлен синрифтовыми отложениями рифейского возраста, максимальная мощность которых в Кандалакшском грабене достигает 8 км. В рифейской толще, по условиям ее залегания и характеру сейсмической записи, выделяется два комплекса. Нижний выполняет грабены, а верхний, нивелируя рельеф фундамента, отличается более регулярной и ярко выраженной волновой картиной (см. рис. 1.8, 1.14, 1.16, 1.17). Рифейские образования Кандалакшского грабена по характеру сейсмической записи напоминают разрез нижнего седиментационного комплекса Понойской впадины (см. рис. 1.8 и 1.21). Смена характера сейсмической записи отражает, по-видимому, изменения условий осадконакопления и литологического состава пород. Отчетливая слоистость обоих комплексов свидетельствует о слабом метаморфизме рифейской толщи. Таким образом, в сейсмической записи рифейской толщи, выполняющей грабены в пределах акватории Белого моря, отчетливо отражается два этапа рифтогенеза при формировании РСБМ.

Характерные аномалии волнового и потенциальных полей предполагают внутри рифейской толщи грабена наличие магматогенных образований, аналогичных породам толеит-базальтовой формации (долериты, базальты и их туфы), вскрытых бурением в рифейской толще на Онежском полуострове. Однако анализ волновой картины сейсмического профиля, пересекающего Кандалакшский грабен, приводит к выводу о том, что внедрение магмы в осадочную толщу грабена и формирование межпластовых тел (или потоков?) происходили примерно в средней части разреза, т. е. значительно позже начала грабенообразования. Долериты и базальты солозерской свиты в Онежском грабене также относятся к верхней части разреза грабенового выполнения. Очевидно, что нижележащая 3–4-километровая толща имеет значительно более древний возраст, чем время проявления магматизма.

Для осадочных образований рифея характерны пликративно-дизъюнктивные постседиментационные деформации. Породы, выполняющие центральную часть Кандалакшского грабена, деформированы в пологие складки. Оси складок параллельны продольной оси грабена. Наблюдается увеличение деформаций слоев в направлении Кандалакшского берега и Горла Белого моря, особенно в пределах Архангельской тектонической зоны.

В Керецком грабене в разрезе рифея выделяются два седиментационных комплекса. Верхний, по-видимому позднерифейский, отличающийся яркими отражениями, полого залегает на эрозионной поверхности нижнего седиментационного комплекса. Нижний более дислоцирован, вероятно, метаморфизован и представлен вулканогенно-осадочными образованиями среднего рифея. Осадки верхнего рифея перекрывают уступы и Архангельского горста [Журавлев, 2007] (см. рис. 1.17 и 1.21).

Лешуконский и Мезенский палеорифты. Эти структуры расположены преимущественно в пределах Мезенской синеклизы, за исключением Чапомского грабена, выходящего на поверхность на юго-восточном побережье Кольского полуострова. Чапомский грабен, являющийся, как было

показано выше, северо-восточным замыканием Лешуконского (Чапомо-Лешуконского) палеорифта, выполнен терригенными образованиями чапомской свиты позднерифейского возраста. Впоследствии эти образования были отнесены к самой верхней алевролитовой пачке разреза терской свиты, породы которой распространены вдоль южного побережья Кольского полуострова и выполняют грабены Онежско-Кандалакшского и Керецко-Пинежского палеорифтов. В составе терригенной толщи Чапомского грабена преобладают пестроцветные алевролитовые и глинистые породы с хлорит-карбонатным цементом. Накопление осадков чапомской свиты происходило в условиях мелководного морского бассейна в обстановке непрерывного погружения дна при незначительных его колебаниях, зафиксированных в ритмичном строении толщи. В ней был выделен разнообразный комплекс акритарх хорошей сохранности, включающий наряду с верхнерифейскими отдельные типично вендские формы. Аналогичный верхнерифейский комплекс акритарх установлен в пачке переслаивания алевролитов и черных аргиллитов скв. Усть-Няфтинской (инт. 2050–2607 м), пробуренной в Усть-Мезенской рифтогенной впадине [Коноплева, 1979]. По всем признакам чапомская свита коррелируется и с няфтинской свитой (верхи верхнего рифея) из Средне-Няфтинской скважины № 21 (см. рис. 1.30).

Наиболее полно осадочная толща рифея представлена в Понойской впадине (см. рис. 1.21). Сейсмическая характеристика ее разреза в целом соответствует описанию толщ рифея в грабенах рифтовой системы Белого моря, выделенных на суше вдоль профиля МОГТ-I (см. рис. 1.12) [Аплонов и др., 2006]. Стратификация рифейских отложений выполнена по разрезам Усть-Няфтинской и Средне-Няфтинской параметрических скважин (см. рис. 1.30). По аналогии можно предположить, что нижний седиментационный комплекс Понойской впадины соответствует отложениям раннего (?) – среднего рифея, а верхний – позднему рифею. В других грабенах рифтовой системы между этими комплексами отмечается перерыв в осадконакоплении продолжительностью 150–300 (?) млн лет [Журавлев, Шипилов, 2007]. В отличие от них в Понойской впадине такого длительного перерыва не наблюдается.

На территории Мезенского бассейна, по данным бурения и сейсморазведки, рифейские отложения распространены практически повсеместно. Их отсутствие установлено лишь в районе Архангельска, на Зимнем берегу Белого моря и в центральной части бассейна на двух небольших участках – в среднем течении р. Мезени и в нижнем течении р. Пинеги. На всей площади распространения породы рифейского возраста перекрыты осадочной толщей венда, в основном верхней его частью.

В рифтовых зонах Мезенской синеклизы выделяются отложения, представленные средним и верхним рифеем. Достаточно полное описание образований, выполняющих палеорифтовые грабены Мезенского бассейна, приведено в работах [Сапожников и др., 2003; Аплонов и др., 2006; Хераскова и др., 2006]. Работы Р. Б. Сапожникова с соавт. [2003] и Т. Н. Херасковой с соавт. [2006] основаны на данных регионального сейсмического профиля I–I протяженностью 460 км (см. рис. 1.10 и 1.11), пересекающего в субмеридиональном направлении основные тектонические элементы синеклизы – Онежский, Пинежский, Кепинский (Лешуконский), Азопольский, Усть-Мезенский грабены – и разделяющие их выступы фундамента. Корреляция сейсмических данных проводилась по стратифицированным разрезам глубоких скважин Усть-Няфтинской Г-1 и Средне-Няфтинской Г-21, расположенных вблизи профиля и вскрывших 2.3 км рифейских образований. В верхней части рифейских отложений выделены два крупных цикла проградационного осадконакопления. Нижний, в объеме вашкинской, пезской и, вероятно, дорогорской свит (сейсмофаций), датируется как среднерифейский. По радиометрическим определениям возраст пезской свиты не моложе 1050–1100 млн лет. Перекрывающий его цикл, в объеме лешуконской, няфтинской и уфтыгской свит, относится к верхней половине позднего рифея. Перерыв в осадконакоплении между верхним и нижним циклами оценивается в 150–300 млн лет [Сапожников и др., 2003].

Как отмечают Р. Б. Сапожников с соавт. [2003], в самых глубоких впадинах – Онежской и Лешуконской (Кепинской) – фиксируется наиболее древний сейсмостратиграфический комплекс А (рис. 1.35), условно датируемый ранним рифеем, который является синрифтовым на первом этапе рифтогенеза. По рисунку волнового поля процесс седиментации на первом этапе

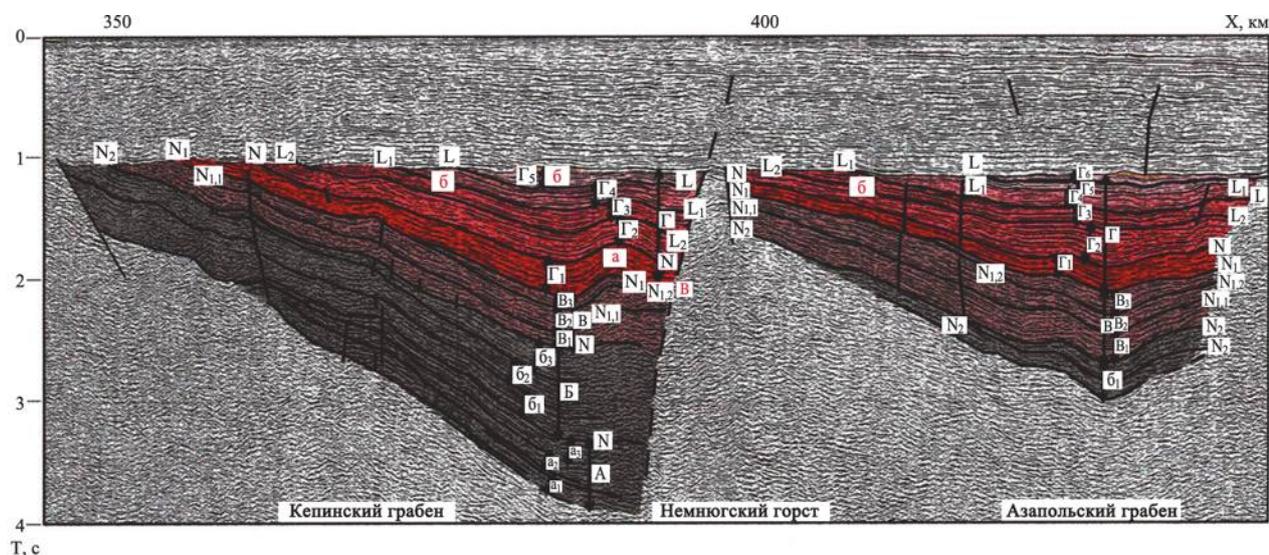


Рис. 1.27. Фрагмент сейсмостратиграфического профиля через Лешуконский палеорифт. Сейсмостратиграфическое расчленение рифейских отложений (по: [Сапожников и др., 2003]). В разрезе рифейских грабенов по профилю I снизу вверх обособлены четыре сейсмостратиграфических комплекса – А, Б, В, Г

представляется как латеральное (боковое) наращивание осадков вдоль бортов грабена (заполнение впадины дельтовыми отложениями) при процессах раздвижения земной коры. По всей видимости, Т. Н. Хераскова с соавт. [2006] именно этот комплекс (обозначенный как *сейсмостратиграфический комплекс «I»*) предлагает сопоставить с нижней подсвитой солозерской свиты, а также с отложениями салминской свиты нижнего рифея Пажско-Ладожского авлакогена. Однако после получения новых датировок вулканитов солозерской свиты (по Sm-Nd датировкам до 667 ± 31 млн лет, что соответствует пограничным горизонтам верхнего рифея – нижнего венда) стало очевидно, что сопоставление с последней самого нижнего сейсмостратиграфического комплекса Онежско-Кандалакшского палеорифта становится неуместным. Т. Н. Хераскова предполагает, что накопление этого комплекса связано с начальной эпохой формирования проточехла континента Балтика в конце раннего протерозоя – первой половине раннего рифея.

Перекрывающий нижний комплекс А сейсмостратиграфический комплекс Б также выделен лишь в пределах Онежского и Лешуконского грабенов (рис. 1.27) [Сапожников и др., 2003]. Характер записи его подошвенного горизонта указывает на то, что он начал формироваться на эрозионной поверхности. Характер внутреннего рисунка волнового поля в грабенах позволил представить процесс осадконакопления как заполнение интенсивно прогибающегося бассейна дельтовыми отложениями, слои которых заканчиваются у перекрывающей их горизонтальной поверхности. Увеличение мощности отложений в осевых частях грабенов и интенсивное сокращение мощности на бортах связываются с быстрым опусканием дна бассейна в процессе раздвига земной коры на втором этапе рифтогенеза.

Вышележащий сейсмостратиграфический комплекс В выделяется уже во всех грабенах (см. рис. 1.27) [Сапожников и др., 2003]. На их бортах отмечается конседиментационное утонение отдельных пластов. Отражения от подстилающих пластов заканчиваются у базальной поверхности по форме кровельного прилегания (несогласия), что позволяет выделить третий этап рифтогенеза и датировать его средним рифеем.

По наблюдаемому конседиментационному утонению пластов вверх по восстанию склона и по внутреннему рисунку волнового поля предполагается достаточно интенсивное заполнение осадками эпиконтинентального бассейна. Авторы работы [Хераскова и др., 2006] объединяют комплексы Б и В в сейсмостратиграфический комплекс «II», предполагая для него возраст конец раннего рифея – средний рифей. Нижняя граница определяется несогласным налеганием

на сейсмостратиграфический комплекс «I», верхняя – палеонтологическими данными. В Усть-Мезенском грабене в разрезе, вскрытом скважиной Средне-Няфтинской-21, выше кровли комплекса «II», представленного вашкинской свитой, наблюдается смена биот среднерифейских микрофоссилий верхнерифейскими [Вейс и др., 2004]. Фациальный состав пород, выполняющих грабены, свидетельствует об условиях трансгрессии мелководного бассейна в пределы краевой части Восточно-Европейского кратона в среднерифейское время, а находки акритарх указывают на морской тип этого бассейна [Вейс и др., 2004].

Сейсмостратиграфический комплекс Г (см. рис. 1.27) [Сапожников и др., 2003] (по [Хераскова и др., 2006] – «сейсмостратиграфический комплекс «III»») занимает наиболее верхнее структурное положение в разрезах доплитного комплекса. Он распространен во всех палеорифтовых впадинах, а местами залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте, образуя сплошной чехол. Отложения верхней части рифея общей мощностью более 2.5 км вскрыты бурением и представлены в основном морскими и прибрежно-морскими сероцветными и пестроцветными породами, иногда содержащими прослой карбонатов. Характерным для этого сейсмокомплекса является выдержанность мощности составляющих его стратиграфических подразделений как в осевых частях грабенов, так и на их пологих бортах. Это позволило предположить, что комплекс «III» фиксирует этап пострифтового прогибания, его отложения выходят далеко за пределы авлакогенов и когда-то слагали палеоплатформенный чехол [Хераскова и др., 2006]. Предполагается, что этап формирования палеоплатформенного чехла соответствует времени существования эпигренвильского суперконтинента Родиния, в состав которого входил континент Балтика.

Таким образом, согласно точке зрения приведенных авторов [Сапожников и др., 2003; Хераскова и др., 2006], процессы континентального рифтогенеза в северо-восточной части Восточно-Европейского кратона (Балтики) протекали с конца раннего рифея практически до позднего рифея, а в позднем рифее с интервалом в 150–300 млн лет начал формироваться пострифтовый чехол Родинии. Учитывая то, что рифтовая система формировалась вдоль края палеоконтинента Балтика, рифтогенез в данном случае можно определить как рифтогенез пассивной окраины континента, который отличается большей длительностью и более сложной историей по сравнению с «обычными» континентальными рифтами [Осадочные бассейны..., 2004].

Тем не менее отнесение самой нижней толщи синрифтовых образований к нижнему рифею в данном случае является чисто умозрительным без привлечения каких-либо достоверных данных. В результате следует признать, что определение возраста синрифтовых образований палеорифтовой системы Белого моря и, в частности, время начала развития процессов рифтогенеза, как уже отмечалось, до настоящего времени остается нерешенной проблемой.

Позднерифейские образования, кроме рифтовых впадин, встречены и на горстовых участках, где они представлены преимущественно косослоистыми пестроокрашенными песчаными разностями пород, имеющими, по-видимому, аллювиальный генезис. Мощность отложений верхнего рифея колеблется от нескольких метров в пределах поднятий до более чем 3 км в грабенах [Апლოнов и др., 2006].

1.2.2.1.1. Геохимические особенности терригенных пород терской свиты

Геохимическая характеристика терригенных пород терской свиты основана на анализе проб, отобранных в нижнем течении ручьев Сальница (Тс1 – Тс10) и Кашкаранский (Тк1, Тк2) (рис. 1.27). Общее падение пластов здесь 5–10° к юго-западу в сторону моря. Пробы от 1 до 10 отобраны в порядке сверху вниз по разрезу.

Пробы с начальными номерами характеризуют породы более высоких уровней выполнения осадочного бассейна, а с конечными – его более глубокие части (табл. 1.1). Пробы Тк1 и Тк2 характеризуют самую верхнюю часть расположенного на суше фрагмента разреза выполнения Керецкого грабена.

Петрогенные элементы определялись в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН на рентгеновском спектрометре S4 PIONEER фирмы «BrukerAXS» (ФРГ), а элементы-примеси –

посредством масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС), методика определения описана в [Окина и др., 2017].

В целях сравнения изучаемых образований с типовыми составами осадочных пород использована диаграмма $\lg(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}) - \lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ [Herron, 1988], позволяющая классифицировать песчаники и глинистые породы по их химическому составу. На рис. 1.28 поле фигуративных точек составов пород терской свиты отличается от поля осадочных пород верхнего венда юго-восточного Беломорья и девонских отложений района горы Андома (южная часть Прионежья), сложенных, как предполагается, продуктами эрозии комплексов Свекофеннской провинции. На этой диаграмме поля составов пород терской свиты отличаются и от поля современных осадков Белого моря в устье р. Варзуги, которые, очевидно, могут рассматриваться как интегральное выражение состава коренных пород этой части Фенноскандинавского щита.

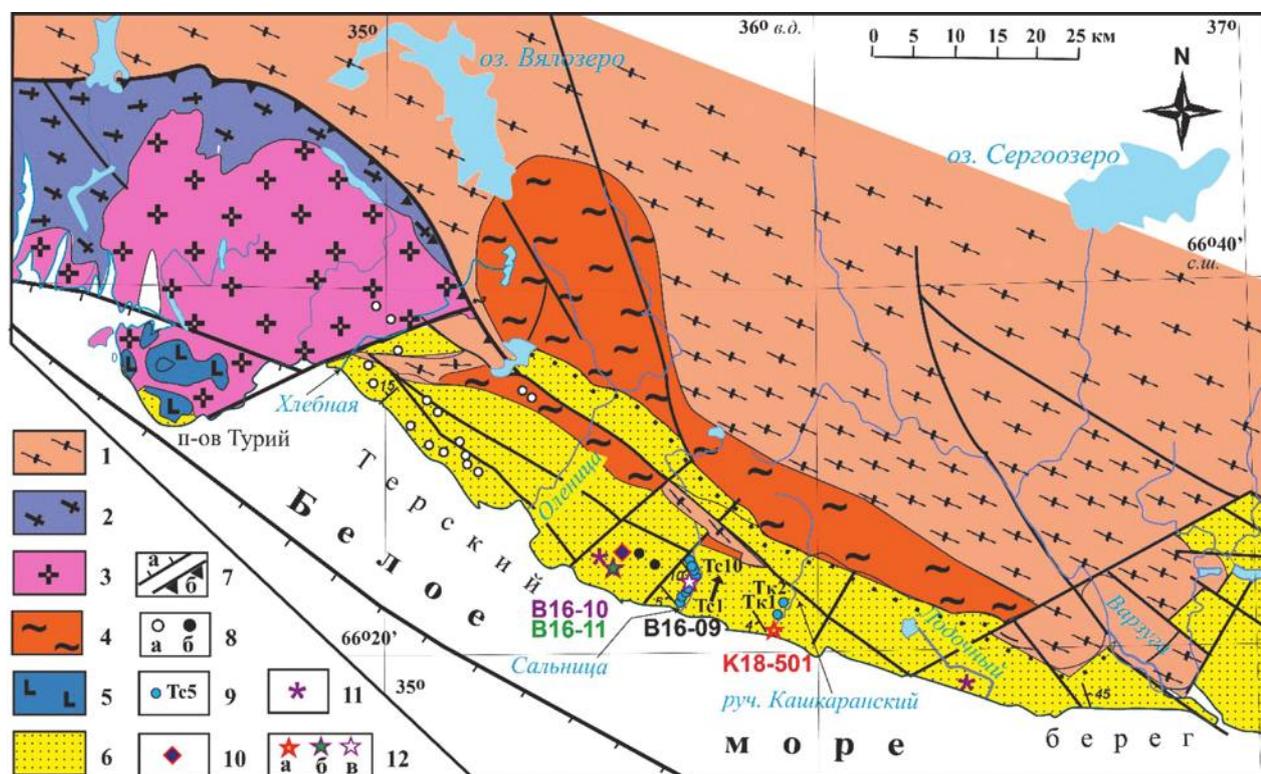


Рис. 1.28. Геологическая схема Терского берега (составлена с использованием: [Государственная..., 2004]):

1 – неоархейский-палеопротерозойский гранито-гнейсовый комплекс; 2 – раннепротерозойские кислые гранулиты порьегубского комплекса; 3 – раннепротерозойские (1.9 млрд лет) порфириовидные гранитоиды умбинского комплекса; 4 – неоархейский мигматит-гранитовый комплекс; 5 – среднепалеозойский комплекс щелочных ультрамафитов; 6 – терригенные образования терской свиты; 7 – разломы: а – сбросы, б – надвиги, взбросы; 8 – среднепалеозойские трубки взрыва: а – мелилититовые, б – кимберлитовые; 9–12 – места отбора проб (с маркировкой пробы) на: 9 – геохимический анализ; 10 – К-Аг датирование; 11 – Sm-Nd исследования по породе; 12 – U-Pb изотопное датирование зерен детритового циркона: а – единичных зерен LA-ICP-MS (проба K18-501), б – единичных зерен ID-TIMS и Sm-Nd исследования по породе (проба B16-11), в – навесок ID-TIMS и Sm-Nd исследования по породе (проба B16-09)

Для геодинамической интерпретации осадочного бассейна важно знать, образовались ли исследуемые породы при накоплении продуктов эрозии кристаллических (магматических и гранито-метаморфических) комплексов – первичных источников обломочного материала – или же материал, которым сложены толщи выполнения бассейна, претерпел несколько стадий переотложения (эрозии, транспортировки, седиментации, литификации, повторного размыва и т. д.), т. е. рециклирования терригенного материала.

Химический состав пород терской свиты

Компонент	Образец										
	Tc1	Tc2	Tc3	Tc4	Tc6	Tc7	Tc8	Tc9	Tc10	Tk1	Tk2
SiO ₂	76.2	75.3	72.7	78.3	75.5	63.7	76.5	78.0	67.5	81.9	85.8
TiO ₂	0.47	0.52	0.61	0.45	0.65	0.89	0.40	0.27	0.74	0.26	0.22
Al ₂ O ₃	10.2	10.5	11.8	10.1	10.7	15.9	10.3	9.1	13.4	8.3	7.3
Fe ₂ O ₃	2.23	2.64	2.82	1.41	2.63	5.64	2.68	1.07	4.16	1.30	0.29
FeO	0.59	0.62	0.77	0.26	0.50	0.57	0.39	0.34	0.68	0.50	0.32
MnO	0.062	0.097	0.054	0.054	0.12	0.083	0.031	0.14	0.077	0.031	0.0076
CaO	0.84	0.45	0.63	0.44	0.46	0.60	0.45	2.3	0.53	0.34	0.24
MgO	2.2	3.4	2.8	1.88	2.3	3.1	2.0	1.63	4.2	1.24	0.24
Na ₂ O	2.7	2.3	2.5	2.8	2.9	1.80	2.6	2.9	2.4	2.7	3.1
K ₂ O	3.0	2.5	3.6	2.9	3.1	4.5	2.9	2.2	3.6	2.2	1.88
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.17	0.14	0.17	0.12	0.12	0.12	0.15	0.095	0.092
ппп	1.08	1.48	1.4	1.03	1.2	3.26	1.46	2.01	2.17	0.97	0.46
Сумма	99.66	99.84	99.85	99.71	100.14	100.22	99.88	100.09	99.75	99.80	99.99
S	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Sc	5	9	10	5	9	15	8	7	11	4	2
V	39	49	57	33	47	89	56	29	71	31	17
Cr	67	12	89	57	100	150	82	77	120	56	36
Co	2.7	3.7	3.2	<2	2.2	10.2	2.7	<2	5.2	<2	<2
Ni	22	25	22	19	22	46	25	20	32	17	10
Cu	7.4	6.3	8.5	8.5	7.4	16	20	8.5	14	7.4	5.2
Zn	34	49	38	29	37	82	37	26	70	26	8
Ga	12	13	14	11	12	18	11	8.4	15	10	7
As	2	2	2	<2	<2	9	2	<2	4	<2	<2
Rb	96	81	110	90	94	190	97	68	130	68	58
Sr	98	98	97	90	85	96	97	110	94	84	65
Y	20	20	24	23	24	32	19	29	27	13	12
Zr	210	220	330	290	350	310	200	140	370	120	130
Nb	5.8	5.8	7.6	5.8	7.6	13	4.8	3.0	10	3.0	3.0
Mo	2	3	3	3	2	3	3	3	3	3	3
Ba	510	420	490	440	480	530	430	340	500	400	310
Pb	12	11	14	12	14	19	12	11	15	11	23
Th	4	6	6	5	7	12	6	5	10	2	2
U	2	<2	2	2	2	3	<2	2	3	<2	2

Примечание. Окислы основных элементов – в %; редкие элементы – в г/т; ппп – потери при прокаливании.

В процессе рециклирования происходит созревание терригенного материала, т. е. обогащение его химически и механически зрелыми компонентами. При этом в псаммитах и алевролитах происходит увеличение доли кварца, а в пелитовых осадках – иллита. Показателем относительно небольшого влияния процессов рециклинга при формировании тонкозернистых алюмосиликокластических образований и песчаников, в соответствии с представлениями, изложенными в [Cox et al., 1995; Condie et al., 2001], являются высокие (>0,3–0,4) значения K₂O/Al₂O₃ при относительно низких величинах Zr/Sc и Th/Sc. Терригенные осадки и породы, в составе которых преобладают отложения первого цикла («Firstcycle»), имеют относительно пестрый минеральный и химический состав.

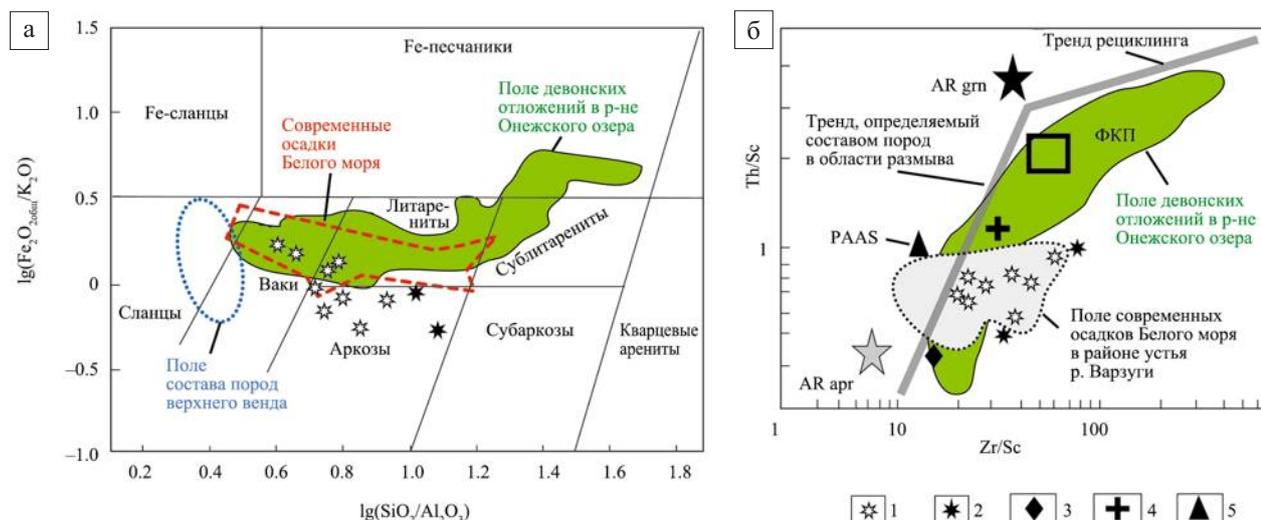


Рис. 1.29. Диаграммы Хирона [Heron, 1988] (а) и Th/Sc – Zr/Sc (б), иллюстрирующие геохимические особенности пород терской свиты:

1 – песчаники и алевролиты, р. Сальница (обр. Тс1 ÷ Тс10); 2 – песчаники, руч. Кашкаранский (обр. Тк1, Тк2); 3 – средний состав свекофеннского сланца, по [Котова, Подковыров, 2014]; 4 – средний состав гранитов рапакиви, по [Ларин, 2011]; 5 – PAAS – средний постархейский австралийский глинистый сланец. ARapr – средний архейский аргиллит, по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]; ARgrn – архейские гранитоиды, ФКП – средний фанерозойский кратонный песчаник, по [Condie, 1993]; поле современных осадков Белого моря в районе устья р. Варзуги, тренды рециклинга и исходного состава, по [Маслов и др., 2014]; поле состава пород верхнего венда, по [Маслов и др., 2009]; поле состава девонских отложений р-на Онежского озера, по [Терехов и др., 2017]

Геохимическое изучение составов терригенных пород терской свиты показало, что их можно отнести к аркозам и частично к литаренитам, более глинистые разности расположены в поле «вакк» (рис. 1.29, а). Всё это свидетельствует о принципиальном сходстве осадочных пород терской свиты с современными осадками Белого моря, т. е. древние (рифейские) синрифтовые образования имеют такое же морское происхождение. О морском происхождении рифейских толщ, выполняющих РСБМ, свидетельствуют также и комплексы акритарх, обнаруженные в среднерифейской вашкинской свите Усть-Мезенского грабена, вскрытой скважиной Средне-Няфтинская № 21 [Вейс и др., 2004], и в отложениях Чапомского грабена [Коноплева, 1979].

На диаграмме Zr/Sc – Th/Sc (рис. 1.29, б) фигуративные точки составов пород, охарактеризованных пробами Тс1 ÷ Тс10, образуют достаточно компактное поле, расположенное ближе к тренду рециклинга, нежели к тренду, определяемому исходным составом пород на палеоводосборах. Дополнительно на диаграммах для сравнения показаны составы девонских осадочных пород южного Прионежья, которые, по нашему мнению, могли формироваться за счет накопления продуктов размыва позднепалеопротерозойских Свекофенских комплексов (1.9–1.6 млрд лет), т. е. пород, принципиально отличных от архейско-протерозойских (3.5–1.9 млрд лет) образований Карело-Кольской части Фенноскандинавского щита [Терехов и др., 2017].

1.2.2.1.2. Проблема времени формирования терской свиты

Возраст терской свиты до настоящего времени остается дискуссионным. Он интерпретировался в широком интервале – от иотния до девона [Геология СССР, 1958]. В недавнем прошлом стратиграфическое положение терской свиты устанавливалось по соотношению с раннепротерозойскими гранитоидами, на которых они залегают, и с позднедевонскими интрузиями щелочных пород, которые секут красноцветные песчаники.

Рифейско-вендские образования вскрыты скважинами только в четырех локациях: (1) несколько скважин на Онежском берегу, (2) Средне-Няфтинская № 21 около устья р. Мезени, (3) несколько скважин на Зимнем берегу и (4) несколько скважин в Мезенской синеклизе (рис. 1.30). Это в значительной

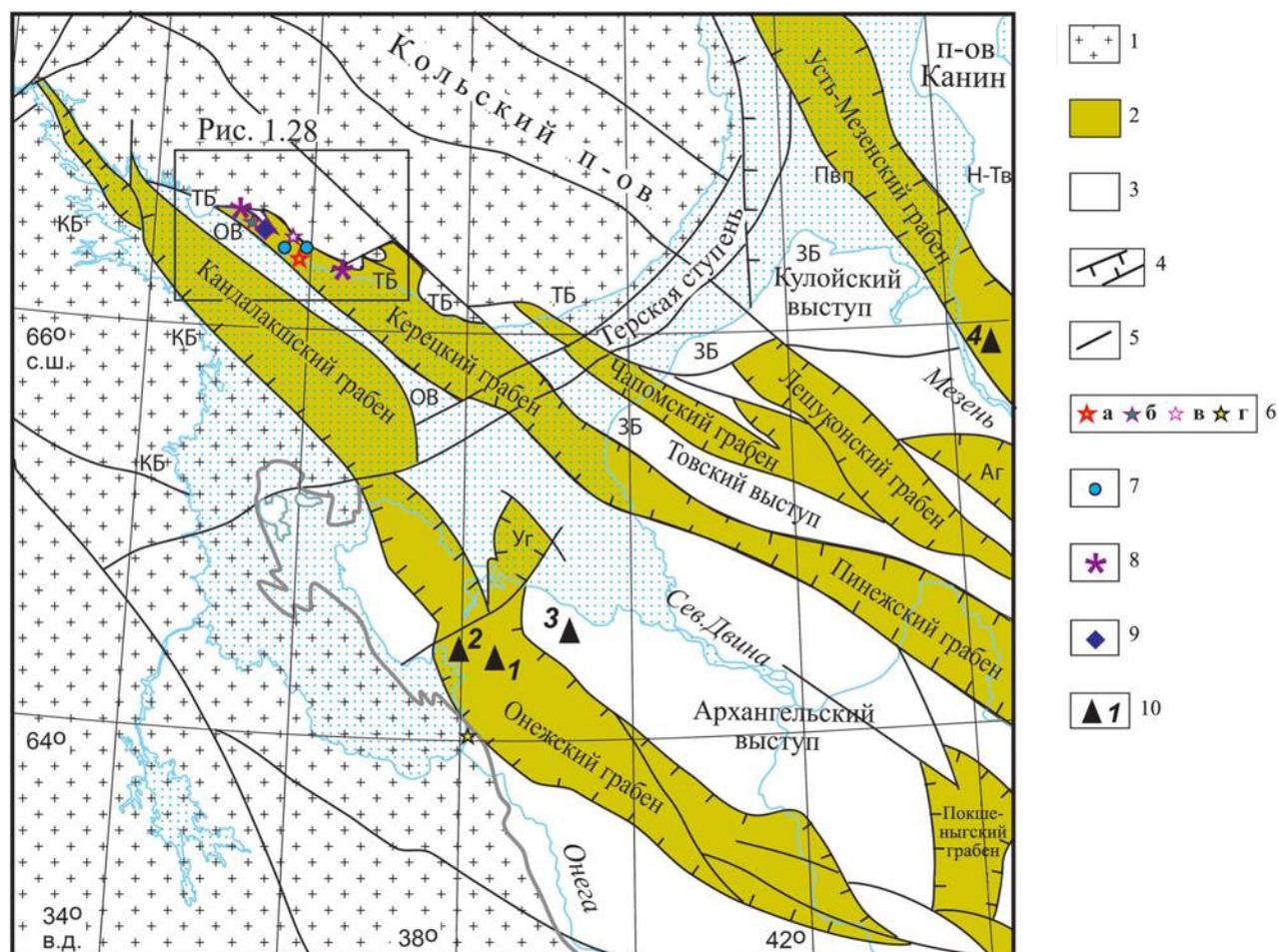


Рис. 1.30. Тектоническая схема палеорифтовой системы Белого моря (по: [Балуев и др., 2018] с дополнениями): Пвп – Понойская впадина, Н-Тв – Несско-Тылугский выступ, Аг – Азопольский грабен, Уг – Унский грабен, ТБ – Терский берег, ЗБ – Зимний берег, ОВ – Оленицкий вал;
 1 – раннедокембрийские комплексы Фенноскандинавского щита; 2 – терригенный комплекс пород рифейского возраста, выполняющий рифтовые впадины; 3 – венд-палеозойский платформенный чехол, перекрывающий рифтогенные впадины; 4 – разломные ограничения рифтогенных грабенов; 5 – прочие разломы; 6–9 – места отбора проб (с маркировкой пробы) на: 6 – U-Pb изотопное датирование зерен детритового циркона: а – единичных зерен, б – навесок, в – метод термоэмиссии; 7 – геохимический анализ; 8 – Sm-Nd исследования; 9 – K-Ag датирование; 10 – скважины (1 – Солозёрская, 2 – Войзеро, 3 – Нёнокса, 4 – Средне-Няфтинская № 21)

мере определило тот факт, что, несмотря на более чем полувековую историю изучения РСБМ, сценарий ее геодинамической эволюции (и прежде всего, время заложения отдельных грабенов, их выполнение и корреляции между собой) до сих пор остается предметом острых дискуссий.

В связи с этим имеющаяся рабочая схема стратиграфической корреляции толщ выполнения отдельных грабенов РСБМ (рис. 1.31) еще далека от завершения и общего признания. Эта схема постоянно совершенствуется и уточняется. В соответствии с этим совершенствуются и уточняются представления о времени заложения и истории формирования РСБМ. Так, в результате изучения небольшого числа остатков микрофоссилий на Терском берегу терские песчаники были отнесены к верхнему рифею [Рагозина, Степкин, 1979], а в работе [Чамов, 2016] аргументируется, что вся РСБМ закладывалась и развивалась одновременно со Средне-Русской палеорифтовой системой, и поэтому временем заложения РСБМ считается поздний рифей. В работе [Хераскова и др., 2006] заложение и формирование Онежско-Кандалакшского палеорифта сопоставлено со временем заложения и развития раннерифейского Пашско-Ладожского грабена [Купцова и др., 2011], и поэтому в качестве времени заложения Онежско-Кандалакшского палеорифта принят ранний рифей. В работах [Коноплева, 1979]

по K-Ar датированию слюдисто-глинистого цемента алевролитов красноцветов терской свиты (1263 ± 40 и 1080 ± 40 млн лет, датировки (б) и (г) на рис. 1.31) и [Константиновский, 1977] по K-Ar датированию вулканитов из Солозёрской скважины, пробуренной в Онежском грабене (1300 млн лет), аргументируется, что время заложения Онежско-Кандалакшской рифтовой зоны – средний рифей.

В последнее десятилетие в практику геологических исследований стали активно внедрять метод U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr) из осадочных толщ. Такие исследования позволяют получить надежную информацию о U-Pb возрасте первичных источников циркона, которыми служат кристаллические комплексы различного происхождения (магматического, метаморфического, гидротермального и др.). Знание возраста зерен dZr из осадочной толщи в комплексе с другой информацией позволяет определять первичные источники сноса вещества для изученной толщи. Сопоставление наборов значений возраста зерен dZr из разных толщ позволяет проследить эволюцию питающих провинций и существенно дополняет палеогеографические реконструкции.

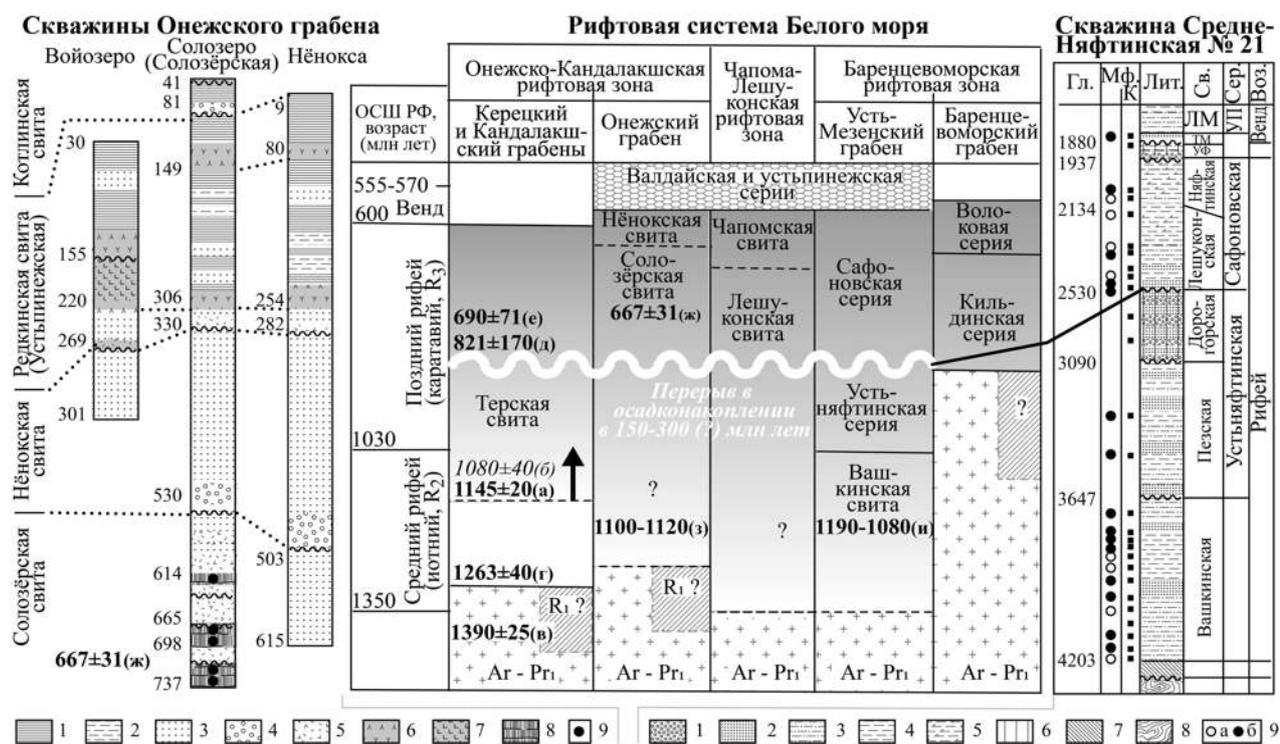


Рис. 1.31. Схема корреляции синрифтовых терригенных образований рифтовой системы Белого моря по [Балуев и др., 2012]. ОСШ РФ – Общая стратиграфическая шкала России по состоянию на 2019 г. (<https://vsegei.ru/ru/conf/events/obshchaya-stratigraficheskaya-shkala>). Слева – разрезы рифейских отложений скважин Онежского грабена по [Станковский и др., 1977]. Цифры – глубины в метрах. Справа – разрез рифейских отложений Мезенской впадины (скв. Средне-Няфтинская № 21, по [Вейс и др., 2004]). Положение грабенов и скважин см. на рис. 1.30. Жирным шрифтом с маркировкой буквами (а) – (и) показаны геохронологические датировки (в млн лет). Жирная штриховая линия со стрелкой – нижнее ограничение возраста терской свиты 1145 ± 20 (а) по данным U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из песчаников терской свиты (проба К18-501). Дальнейшие объяснения см. в тексте

Условные обозначения. К скважине Средне-Няфтинская № 21: 1 – гравелиты; 2 – разноразмерные песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – глинистые известняки и доломиты; 6 – красноцветные толщи; 7–8 – породы раннедокембрийского фундамента; 9 – интервалы разреза (выборки проб), отобранные на микрофитологический анализ: а – лишённые микрофоссилий, б – содержащие микрофоссилии. Гл. – глубина в м, Мф – микрофоссилии, К – отбор керна, Лит. – литология, Св. – свита, Сер. – серия, Воз. – возраст, УФ – уфтыгская свита, ТМ – тамницкая свита, ЛМ – лямицкая свита, У-П – устьпининская серия

К скважинам Онежского грабена: 1 – аргиллиты, 2 – алевролиты, 3 – песчаники, 4 – гравелиты, конгломераты, 5 – туфопесчаники, 6 – туфы, туффиты, 7 – кварцевые долериты, 8 – долериты, базальты, 9 – места отбора проб для изотопных исследований [Носова и др., 2008]

Возраст группы самых молодых зерен циркона с хорошей аналитической погрешностью и приемлемой дискордантностью иногда удается использовать для ограничения максимального возраста осадочной толщи, из которой была отобрана изученная проба.

1.2.2.1.3. Исследование зерен детритового циркона из пород терской свиты

Для выделения зерен детритового циркона и проведения их последующего U-Pb изотопного датирования были отобраны пробы из песчаников терской свиты по ручьям Кашкаранский (проба K18-501), Сальница (B16-09) и Ермаковский (пробы B16-10 и B16-11) (см. рис. 1.28).

Изучение песчаников пробы K18-501 показало, что обломочный материал в целом плохо окатан и представлен в основном зернами кварца и микрокварцитов. Цемент базального и пленочного типа, железисто-глинистого состава (рис. 1.32). Акцессорные минералы – циркон, магнетит и гематит.

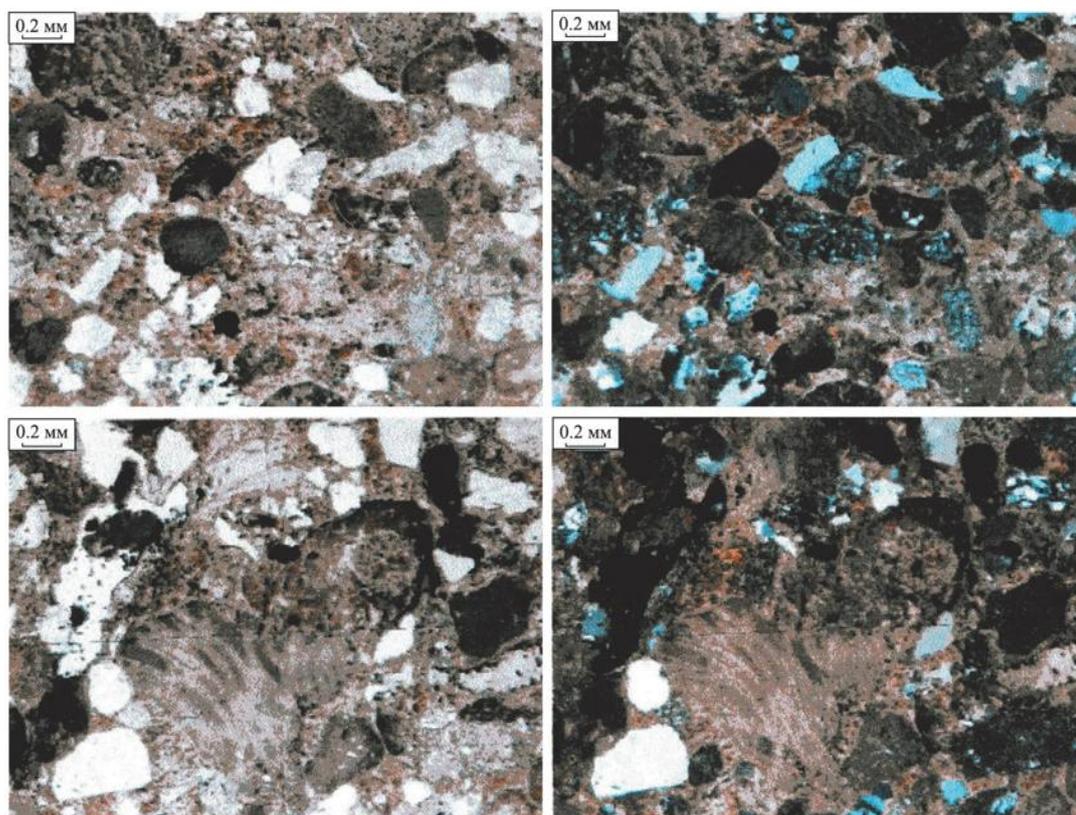


Рис. 1.32. Микрофотографии шлифа красноцветных песчаников терской свиты. Слева николи параллельные, справа – скрещенные

Прецизионное U-Pb изотопное датирование циркона выполнено методом LA-ICP-MS для единичных dZr из пробы K18-501, а также методом изотопного разбавления (ID-TIMS) в двух модификациях: датирование трех единичных зерен из пробы B16-11 и датирование трех навесок из пробы B16-09. Из пробы K18-501 проанализировано 120 dZr (рис. 1.33, а). Двадцать семь анализов показали дискордантность $|D| > 5\%$ и были исключены из дальнейшего рассмотрения. Остальные 90 датировок использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ). В наборе полученных возрастов dZr выделены пять групп G1 ÷ G5 (рис. 1.33, б).

Значительное количество анализов (примерно четвертая часть) с сильно дискордантными значениями возрастов свидетельствует о том, что зерна циркона были массово подвержены термальному и/или метаморфическому воздействию, возможно неоднократному, которое в разной степени нарушило U-Pb изотопную систему в них, в том числе и очень существенно. Но опробованные песчаники не несут признаков метаморфического или метасоматического изменения.

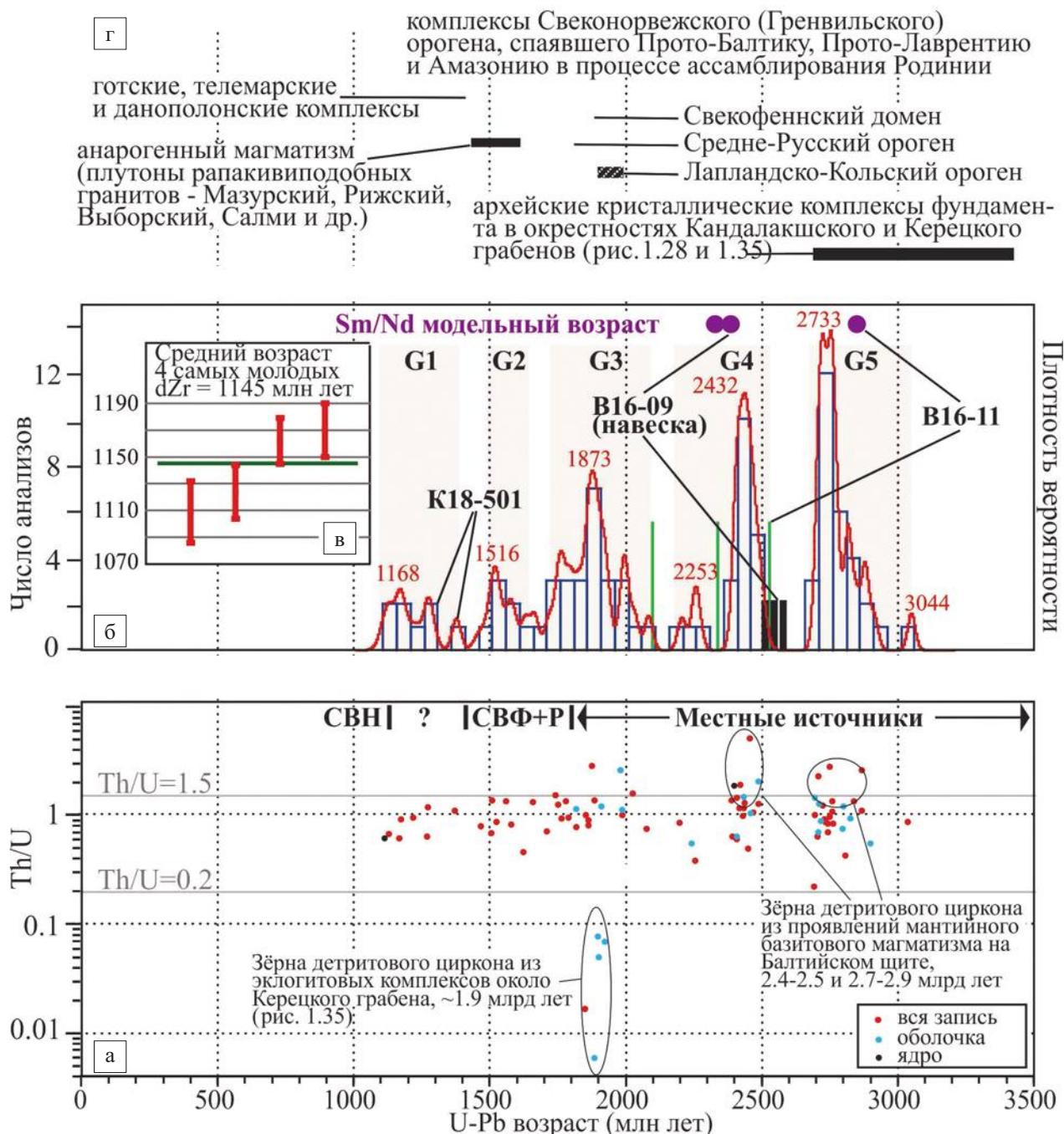


Рис. 1.33. Результаты изучения зерен детритового циркона из терской свиты:

а – диаграмма Th/U – U-Pb возраст для изученных зерен из пробы K18-501. В верхней части диаграммы жирным шрифтом указаны возможные первичные источники детритового циркона. СВН – Свеконорвежский домен, СВФ+P – Свекофеннский домен и массивы внутриплитных рапакиви-подобных гранитоидов;

б – гистограмма и КПВ (красная линия), иллюстрирующие распределение U-Pb изотопных возрастов зерен циркона из пробы K18-501. Серые прямоугольники и соответствующие надписи G1–G5 маркируют выделенные группы зерен циркона. Результаты определения U-Pb изотопных возрастов из проб V16-09 и V16-11 добавлены в виде: зеленых вертикальных линий – для единичных зерен и черных прямоугольников – для навесок. Три определения Sm/Nd модельного возраста для алевролитов терской свиты (пробы V16-09, V16-10 и V16-11) [Балуев и др., 2018] показаны вверху диаграммы лиловыми кружками;

в – средний возраст, вычисленный по четырем наиболее молодым U-Pb датировкам зерен из пробы K18-501, составляет 1145 ± 20 млн лет (вероятность 0.11%);

г – сводка известных возрастов кристаллических комплексов фундамента северной части ВЕП и Свеконорвежского домена

Поэтому более вероятно, что зерна dZr попали в эти песчаники уже измененными, при рециклировании из более древних пород, вместе с которыми они были подвергнуты термальному (метаморфическому) и/или метасоматическому воздействию. В некоторых датированных зернах либо непосредственно в оптическом изображении, либо по характеру аналитической записи выделены области, которые можно трактовать как инхеритное (унаследованное, древнее) ядро и более молодую оболочку. Для 22 анализов определен возраст оболочки и для 2 анализов – возраст ядра. Изучить хотя бы в одном dZr и ядро, и оболочку не удалось.

Выделение монофракций циркона из проб В16-09 и В16-11 и U-Pb изотопные исследования циркона проведены в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ГИН КНЦ РАН (г. Апатиты). Прецизионное U-Pb изотопное датирование циркона выполнено методом изотопного разбавления (ID-TIMS) в двух модификациях: датирование трех единичных зерен из пробы В16-11 (табл. 1.2) с использованием трассера ²⁰⁵Pb и датирование трех навесок из пробы В16-09 (табл. 1.3) с использованием трассера ²⁰⁸Pb (рис. 1.33, б). Химическое разложение циркона проводилось по методике Т. Е. Кроу [Krogh, 1973].

Таблица 1.2

Изотопные U-Pb данные для навески цирконов из алевролита терской свиты (В16-09)

Проба №	Навеска, мг	Содержание, г/т (ppm)		Изотопный состав свинца			Изотопные отношения и возраст, млн лет			Rho
		Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
1	0.2	28.1	35.9	194	4.2474	1.9603	11.3890	0.487677	2572	0.94
2	0.3	193.9	294.8	435	5.0528	2.95950	11.1112	0.480340	2550	0.98
3	0.2	26.7	42.7	461	5.1821	3.08080	10.2084	0.463838	2517	0.95

Примечание. Здесь и в табл. 1.3: все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.12 ± 0.04 %. Коррекция возраста на примесь обыкновенного свинца определена по модели Стейси и Крамерса [Stacey, Kramers, 1975].

Таблица 1.3

Изотопные U-Pb данные для единичных зерен циркона из алевролита терской свиты (проба В16-11)

№ п/п	Навеска, мг	Концентрация, г/т (ppm)		Изотопные отношения				Изотопные отношения и возраст, млн лет			% Дис.
		Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±2σ	
1	0.012	9.62	13.57	208.27	0.484 ± 0.029	11.223 ± 0.701	0.1682 ± 0.0015	2545 ± 157	2542 ± 159	2539 ± 22	-0.2
2	0.020	13.51	19.39	155.55	0.430 ± 0.012	8.849 ± 0.243	0.1493 ± 0.0009	2305 ± 62	2323 ± 64	2338 ± 14	1.4
3	0.010	25.79	47.78	203.90	0.376 ± 0.008	6.743 ± 0.144	0.1300 ± 0.0004	2058 ± 5	2078 ± 4	2098 ± 7	1.9

Первичными источниками зерен dZr из терской свиты с возрастными в диапазоне 1.8 ÷ 3.5 млрд лет могли быть местные источники: комплексы фундамента ВЕП, распространенные непосредственно в окрестностях Керецкого и Кандалакшского грабенов, где представлены архейские породы с возрастными от 2.7 до 3.5 млрд лет, комплексы палеопротерозойского Лапланд-Кольского орогена с пиковой активностью 2.0 ÷ 1.9 млрд лет [Daly et al., 2006; Lahtinen, Nuhma, 2019], а также гранитоиды с возрастом ~1.8 млрд лет (рис. 1.34). Для остальных зерен dZr потенциальные местные источники неизвестны и более вероятно удаленное первичное происхождение этих зерен. Зерна dZr с возрастными 1.8 ÷ 1.4 млрд лет могут происходить из комплексов Свекофеннской провинции и массивов внутриплитных рапакиви-подобных гранитоидов, а также из еще более удаленных от Керецкого грабена реликтов Средне-Русского орогена 1.75 ÷ 1.85 млрд лет [Bogdanova et al., 2008]. Зерна dZr с возрастными моложе 1.2 млрд лет могут происходить из структур Свеконорвежского домена 1.14 ÷ 0.98 млрд лет [Bingen et al., 2008].

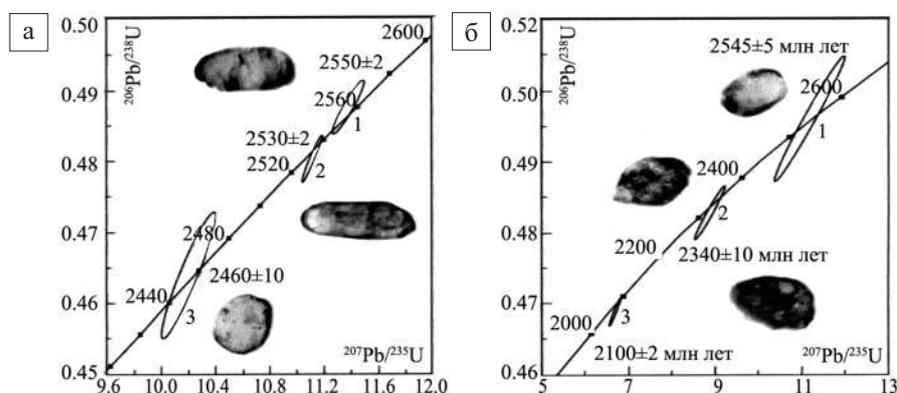


Рис. 1.34. Диаграмма с конкордией для U-Pb изотопных датировок зерен детритового циркона из алевролитов терской свиты, проба B16-09 (а), проба B16-11 (б)

Однако анализ полученных данных по **dZr** из терской свиты [Кузнецов и др., 2021] привел к выводу о том, что последняя была сформирована преимущественно за счет накопления продуктов размыва комплексов, слагающих борта Керещкого и Кандалакшского грабенов, и, в частности, эрозионными продуктами известных в Беломорье эклогитовых комплексов с возрастом метаморфизма ~1.9 млрд лет. Идентифицированы также специфические первичные источники – базиты с возрастом ~2.7–2.9 млрд лет, а также базиты с возрастом ~2.4–2.5 млрд лет, являющиеся частью очень редкой по миру раннепротерозойской и позднеоархейской магматической и метаморфической активизации, проявленной в пределах структур, представленных в современном строении Фенноскандинавского щита. Те **dZr** из терской свиты, для которых нет потенциальных близких первичных источников около Керещкого грабена, не были привнесены издалека, а были рециклены из местных древних осадочных образований (рис. 1.35).

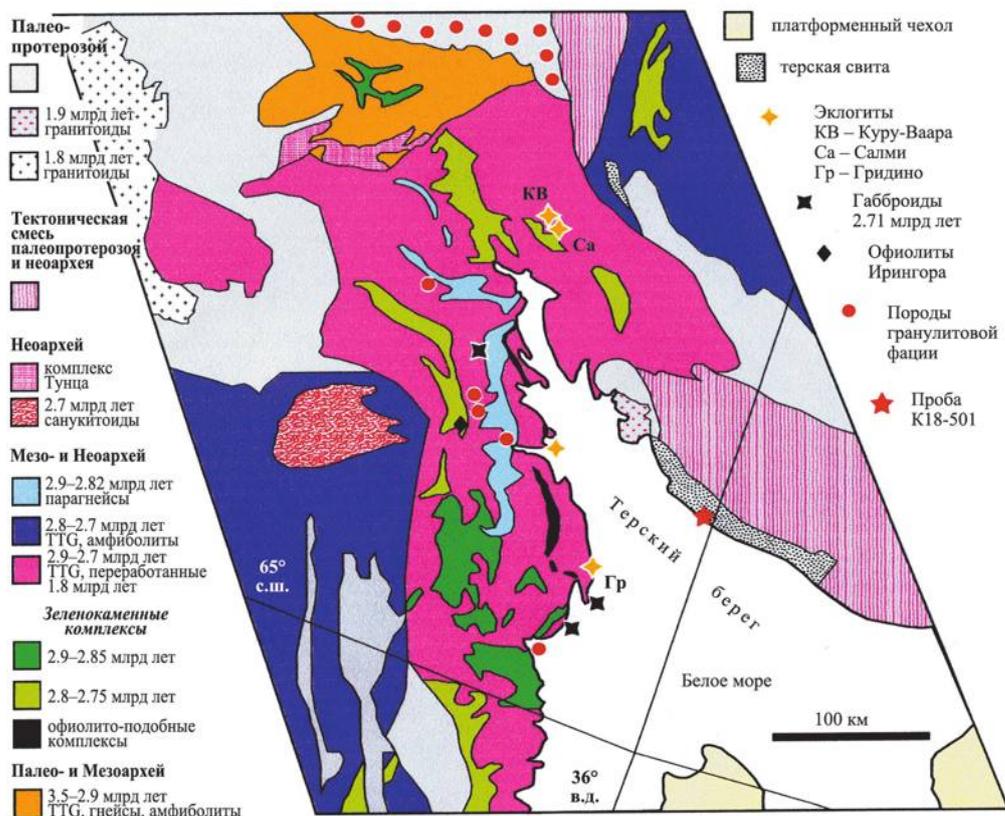


Рис. 1.35. Схема возрастов и типов кристаллических пород в окрестностях Керещкого и Кандалакшского грабенов (по: [Early..., 2019])

1.2.2.1.4. О возрасте терской свиты и времени заложения Керецкого и Кандалакшского грабенов

Возраст пород терской свиты длительное время был предметом дискуссий и интерпретировался в широком интервале – от иотния (средний рифей) до девона [Геология СССР, 1958]. Стратиграфическое положение терской свиты ограничено снизу ранним протерозоем по возрасту гранитоидов, на которых терская свита залегает, а сверху – поздним девоном по возрасту интрузий щелочных пород (в том числе и трубок взрыва), которые секут красноцветные породы терской свиты. По результатам изучения немногочисленных остатков микрофоссилий, обнаруженных в обнажениях около устья р. Чапомы, терские песчаники были отнесены к верхнему рифею [Рагозина, Степкин, 1979]. Сводка появившихся в последние годы данных по изотопной геохронологии пород терской свиты представлена в работе [Балуев и др., 2018] и на рис. 1.31, где они помечены (б) – (и). Определение возраста четырех наиболее молодых U-Pb изотопных датировок **dZr** из песчаников терской свиты составило 1145 ± 20 млн лет (рис. 1.33, в) и добавило еще одну датировку, показанную на рис. 1.31 символом (а).

Датирование 1145 ± 20 млн лет означает, что терская свита не может быть древнее конца среднего рифея (стенция (Stenian) по международной стратиграфической шкале¹), что находится в целом в хорошем соответствии с современными представлениями о средне-позднерифейском возрасте терской свиты [Государственная..., 2004; Балуев и др., 2018]. Значение 1145 ± 20 млн лет близко к возрасту флюидизатов 1.10–1.12 млрд лет (датировка (з) на рис. 1.31), определенному $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ термоэмиссионным методом по цирконам вторичной генерации, извлеченным из цементирующей массы флюидизатов, слагающих дайки, распространенные в юго-западном борту Онежского грабена [Балуев и др., 2012]. В соответствии с предлагаемой в этой работе интерпретацией, датированные кристаллы циркона образованы из суспензий – твердо-газовых смесей, возникавших при прорыве глубинных флюидов в верхние горизонты коры, через трещины в горных породах. Такие процессы в то время происходили по бортам активно развивавшихся в тот период Онежского и Керецкого грабенов. Если это так, то нельзя исключать того, что разновозрастные флюидизатам самые молодые **dZr** из песчаников терской свиты сформированы в самих этих песчаниках при прохождении суспензий по трещинам в песчаниках, возникавшим при прорыве глубинного флюида в верхние горизонты коры.

В работе [Балуев и др., 2018] Sm-Nd методом был определен возраст 821 ± 170 млн лет (датировка (д) на рис. 1.31) для кварц-микроклиновых метасоматитов, образованных по песчано-алевролитовым породам терской свиты в зоне аметистового месторождения мыса Корабль. Метасоматиты пересечены аметистовыми и кварц-флюоритовыми жилами, изохронный возраст которых по флюориту был определен как 690 ± 71 млн лет (датировка (е) на рис. 1.31). Довольно значительные отрицательные величины ϵ_{Nd} (t) для метасоматитов и флюорита (–11.3 и –12.1, соответственно) свидетельствуют о том, что при формировании метасоматитов и связанной с ними аметист-флюоритовой минерализации, существенную роль играли флюиды, изотопно-равновесные древнему изотопно-зрелому коровому материалу. Следует отметить, что возраст аметист-флюоритовой минерализации близок ко времени внедрения базальтов солозёрской толщи Онежского грабена [Носова и др., 2008] (датировка (ж) на рис. 1.31).

Из пробы В16-10, представляющей собой алевролиты с обильным серицитом (серицитизированным мусковитом) на плоскостях напластования, был выделен концентрат серицита, по которому определен K-Ar методом возраст 1390 ± 25 млн лет [Балуев и др., 2018], т. е. рубеж раннего и среднего рифея (датировка (в) на рис. 1.31). Это наиболее древний возраст, полученный по осадочным породам терской свиты. Серицит остался минералогически не изученным, и ответить на вопрос о его происхождении пока не представляется возможным. Вероятны два варианта его происхождения. Первый – серицит в породе образовался на стадии катагенеза. Принципиальная теоретическая возможность этого существует в рамках изложенных в работе [Япаскурт, 2015] представлений о формировании серицита на стадии преобразования осадка в породу. В частности, в этой работе отмечено, что «в цементе песчаников возникают новообразования серицитоподобной слюды поли-типа $2M_1$ и магнезиального хлорита, которые врастают в края терригенных зерен кварца и смек-

¹ <https://stratigraphy.org/timescale/>

титов, а также в кливажные швы. Все это метаморфогенные образования...». Однако выше уже было отмечено, что изученные породы фактически лишены метаморфогенных преобразований, что накладывает существенные ограничения на возможность понимания эпигенетической природы датированного серицита.

Другой вариант объяснения присутствия обильного серицита в алевролите на плоскостях напластования сводится к пониманию детритовой природы серицита. И, действительно, **К-Аг изотопный возраст** (1390 ± 25 млн лет) серицита, отобранного с поверхностей напластования алевролитов, приходится на «провал в **КПВ**» возрастов **dZr** из песчаников той же терской свиты (см. рис. 1.32). В этой связи можно полагать, что в это время (около 1.4 млрд лет назад) в пределах структур Фенноскандинавского щита, прилегающих к Керецкому грабену, во-первых, не протекали процессы, обусловившие образование содержащих циркон комплексов, а, во-вторых, проявлялись процессы химического выветривания более древних гранито-метаморфических комплексов. При этом слюдястые минералы этих гранитов и метаморфических пород, а также участвующие в их строении полевые шпаты испытывали серицитизацию. Выветрелые породы, сложенные, в числе прочего, серицитизированными слюдами и полевыми шпатами, а также коры выветривания по этим породам испытывали эрозию. Новообразованный серицит с изотопным возрастом ~ 1.4 млрд лет водотоками был перенесен с палеоводосборов в осадочный бассейн, в котором накапливалась терская свита. Возможность существенно более молодого возраста осадка по сравнению с возрастом слагающих его детритных минералов очевидна и недавно была продемонстрирована на примере осадков Аральского бассейна. Так, для силикатной компоненты современных осадков озер Тщebas и Малое Море оценка Rb-Sr изотопного псевдохронного возраста составила 160 ± 5 млн лет [Pokrovsky et al., 2017]. А это является очевидным подтверждением возможности того, что силикатная компонента современных осадков Аральского бассейна и датированный серицит в терской свите имеют детритовую природу. В противном случае следовало бы полагать, что К-Аг возраст был получен для метагенетического серицита, отобранного из верхних слоев моноклинально залегающей терригенной толщи, выполняющей Керецкий и Кандалакшский грабены, кристаллический фундамент которых фиксируется сейсмическими методами на 8-километровой глубине. Поскольку нижежащие горизонты выполнения грабена древнее верхних, это потребовало бы отнести время заложения грабенов, по крайней мере, к поздним этапам раннего рифея.

К возрастным оценкам по слюдам следует относиться с большой осторожностью. Во-первых, для слюд характерна высокая чувствительность к наложенным геологическим процессам, вследствие чего в слюдах нарушаются К-Аг отношения и, соответственно, искажается истинный изотопный возраст, обычно в сторону их омоложения (см., например, [Кузнецов и др., 2000]). Во-вторых, для пород с возрастом древнее 500 млн лет расчет их возраста К-Аг изотопным методом приводит часто к недостоверным результатам [Скляр и др., 2001]. Так, подвергнуты сомнению **К-Аг датировки основных вулканитов** из Солозёрской скважины, определивших их возраст 1300 млн лет [Константиновский, 1977]. Впоследствии время формирования базальтов солозёрской толщи было пересмотрено по **Sm-Nd датировкам** в сторону уменьшения до 667 ± 31 млн лет (датировка (ж) на рис. 1.31) [Носова и др., 2008].

Сравнительный анализ полученных результатов U-Pb изотопного датирования зерен **dZr** из терригенных пород терской свиты и аналогичных данных, полученных по другим разновозрастным образованиям северо-востока ВЕП и сопредельных регионов [Кузнецов и др., 2020], показал существенные различия сравниваемых данных. Это подтверждает палеогеографическую обстановку в виде небольших изолированных, возможно даже бессточных, бассейнов в конце среднего и в позднем рифее в области заложения РСБМ. Такой рельеф препятствует развитию крупных рек, поэтому грабены РСБМ заполнялись преимущественно местным материалом. Так, Керецкий и Кандалакшский грабены заполнялись осадками мелководно-морского генезиса, терригенная составляющая которых представляла собой в основном продукты размыва бортов этих грабенов. Среди местных первичных источников детрита идентифицированы эклогитовые комплексы с возрастом метаморфизма 1.9 млрд лет и базитового магматизма с пиковым возрастом 2.4–2.5 и 2.7–2.9 млрд лет. Попадание в песчаники терской свиты **dZr**, для которых нет (не выявлено) близких к этим грабенам потенциальных первичных источников обломочного материала, произошло, очевидно, за счет рециклинга детрита из вторичных источников – местных древних осадочных образований.

Таким образом, относительно происхождения палеорифтовой системы Белого моря на основании приведенных данных можно сделать следующие выводы:

1. Морфологическое единство палеорифтовых зон, отчетливо выраженное в структуре рельефа поверхности кристаллического фундамента северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы, близкий интервал времени (средний-поздний рифей) заполнения рифтогенных грабенов и их формирование в сходных геодинамических условиях позволяют рассматривать эти рифтовые структуры как единый структурно-парагенетический ансамбль, образовавшийся в условиях горизонтального растяжения края континентальной плиты [Балуев, 2006]. Таким образом, палеорифтовая система Белого моря представляет собой типичный *тафроген* – структуру литосферного масштаба, сформированную из связанной системы рифтов и грабенов при растяжении литосферы.

2. Геологическое строение палеорифтовой системы Белого моря характеризуется особенностями, которые типичны для современных рифтовых зон (Байкальской, Восточно-Африканской): наличие протяженных глубоких трогов, вдоль простирания которых они сегментированы и образуют цепочки, построенные из отдельных полуграбенов переменной полярности. При этом грабены расположены кулисообразно и разделены аккомодационными перемычками в виде небольших поднятий и зон нарушений. Эти признаки проявления сдвиговой тектоники могут быть дополнены тем, что некоторые грабены в плане имеют морфологию структур типа пулл-апарт.

3. На сейсмической записи рифейской толщи, выполняющей грабены в пределах акватории Белого моря, так же как и в пределах Мезенской синеклизы, отчетливо отражаются два основных этапа рифтогенеза, разделенные значительным перерывом: среднерифейский активного грабенообразования и позднерифейский площадного морского осадконакопления при одновременном погружении края платформы и углублении грабенов.

4. По результатам U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из песчаников терской свиты, выполняющей Кандалакшский и Керецкий грабены, определено, что часть разреза терской свиты, залегающая выше изученного уровня, не может быть древнее 1145 ± 20 млн лет, т. е. конца среднего рифея, и ограничивает возрастную границу накопления синрифтовых отложений названных грабенов.

5. Геохимические особенности пород терской свиты свидетельствуют о существенной роли процессов рециклинга в формировании ее терригенных пород и подтверждают высказанное ранее предположение о морском характере бассейна, частью которого был Керецкий грабен в конце среднерифейского времени.

6. Абсолютная несхожесть провенанс-сигналов из средне- и позднерифейских толщ географически разных локаций северо-востока ВЕП подтверждает палеогеографическую обстановку, существовавшую в области заложения РСБМ в конце среднего и в позднем рифее, в виде изолированных небольших (часто бессточных) бассейнов. Такая палеогеографическая ситуация не благоприятствовала развитию крупных рек, поэтому грабены были заполнены преимущественно детритным материалом местного происхождения.

7. Учитывая то, что рифтовая система Белого моря формировалась вдоль края палеоконтинента Балтика, рифтогенез в данном случае можно определить как рифтогенез пассивной окраины континента, который отличается большей длительностью и более сложной историей по сравнению с «обычными» континентальными рифтами.

1.2.2.2. Строение плитного комплекса восточной части Беломорского региона (Мезенская синеклиза)

Мезенская синеклиза сформировалась над системой палеорифтов (рифейских авлакогенов), возникших за счет растяжения земной коры на континентальной окраине Восточно-Европейской платформы. Рифты представлены системой субпараллельных грабенообразных прогибов, описанных выше. Северо-восточная часть Мезенской синеклизы рассматривается как перикратонная часть Восточно-Европейской платформы (Притиманский перикратон) [Егоркин, 1991;

Сейсмогеологическая..., 1998]. В пределах Мезенской синеклизы платформенный чехол, который перекрывает палеорифтовую систему Белого моря, делится на два комплекса – синеклизный и плитный [Гаврилов и др., 2000].

Синеклизный комплекс. Отложения синеклизного комплекса, плащеобразно перекрывающие рифтогенные структуры в материковой части Русской плиты, развиты преимущественно в пределах Мезенской синеклизы и залегают трансгрессивно с видимым несогласием на размытой поверхности рифея и кристаллического основания. Они представлены терригенными образованиями верхнего венда и нижнего кембрия (?).

Образования вендского комплекса обнажаются вдоль восточного края Балтийского щита в долинах рек, «прорезающих» Онежскую гряду (реки Лямца, Пурнема), западную часть Двинского уступа (реки Нижма, Агма, Сюзьма и др.) и западную часть Беломорско-Кулойского плато (реки Золотица, Торожма), а также в обрывах Онежского, Летнего и Зимнего берегов Белого моря. На северо-востоке, востоке и юго-востоке вендские отложения погружаются на значительную глубину под палеозойские отложения Мезенской синеклизы.

В юго-восточном Беломорье мощность глинисто-песчаных отложений вендского комплекса, залегающих почти горизонтально, достигает 550 м. **U-Pb возраст цирконов из вулканических туфов** в основании верховской свиты этого комплекса равен 558 ± 1 млн лет, а цирконов из туфов в основании зимнегорской свиты, перекрывающей верховскую, равен 555 ± 0.3 млн лет [Гражданкин, 2003; Маслов и др., 2008]. Верхневендские отложения слагают осадочную призму, которая достигает максимальных мощностей (более 1500 м) на северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы, вдоль зоны сочленения с Тимано-Печорской областью. Согласно схеме стратиграфии докембрийских отложений Юго-Восточного Беломорья, к вендскому комплексу была отнесена падунская свита, занимающая его верхнюю часть. Возраст падунской свиты не определен, но не исключена вероятность того, что в ее состав включены породы кембрийского возраста, которые установлены в этом регионе по материалам скважин [Гражданкин, 2003]. В пределах Мезенской синеклизы венд-кембрийские (?) образования выклиниваются на склонах Балтийского щита в западной и северной ее частях, на юге граница распространения комплекса контролируется Сысольским сводом, на северо-востоке выклинивание происходит по подножию Тимана [Гаврилов и др., 2000].

В пределах бассейна Белого моря по данным сейсмического профилирования выделяется верхний структурный этаж, который с резким угловым несогласием плащеобразно перекрывает глубоко эродированную, с развитой корой выветривания (мощностью до первых десятков метров) поверхность нижнего структурного этажа и фундамента. Мощность верхнего структурного этажа увеличивается в восточном направлении и достигает 2500 м в Шойнинском прогибе. Он разделяется на три седиментационных комплекса: верхневендский, средне-верхнепалеозойский и четвертичный, из которых два последних относятся уже к плитному комплексу.

Отложения вендского возраста распространены в восточной части акватории Белого моря и перекрывают рифейские образования. Породы этого комплекса отсутствуют в Кандалакшском грабене, вблизи побережья Кольского полуострова и достигают мощности 1500 м в северо-восточной части Понойской впадины [Журавлев, 2007].

Плитный комплекс. До недавнего времени считалось, что между началом накопления плитного комплекса и завершением отложений синеклизного в северной части Восточно-Европейской платформы существовал значительный перерыв в осадконакоплении в 150–160 млн лет [Гаврилов и др., 2000]. В пределах бассейна Белого моря к плитному комплексу относятся отложения среднего-верхнего палеозоя (девона, карбона и перми), которые отмечаются только в Воронке Белого моря, где их мощность не превышает 300 м.

В пределах Мезенской синеклизы, как и в смежных областях платформы, к плитному комплексу относятся терригенные образования среднего и верхнего девона и каменноугольные нижнепермские карбонатно-сульфатные породы. Генезис красноцветов верхней перми – триаса связан с орогенными движениями на Урале. Венчают весь разрез плитного комплекса маломощные континентально-морские осадки юры, мела, антропогена. Четвертичные осадки перекрывают

эродированную поверхность разновозрастных пород осадочного чехла и фундамента. Мощность четвертичных отложений достигает 200 м и определяется, в основном, по глубине палеоврезов и мощности моренных образований.

Однако результаты детального изучения ксенолитов из кимберлитовых трубок Архангельской алмазоносной провинции (ААП) [Мальков, 2009] могут свидетельствовать о существовании здесь в раннем и среднем палеозое северо-восточного «залива» шельфового моря палеоокеана Япетус. Это подтверждается присутствием «провалившихся» ксенолитов и «плавающих рифов» кембрийских, ордовикских, силурийских, ниже- и среднедевонских осадочных пород с сохранившейся фауной и флорой в кимберлитах. Уникальные слоистые мегаксенолиты палеозойских (D₃-D₂) терригенно-карбонатных пород мощностью 148 м обнаружены в трубках Кепинского поля Зимнебережного района, что позволяет приближенно оценить время внедрения кимберлитов (поздний девон), былую мощность осадочного чехла (до 148 м) и величину эрозионного среза этих трубок. До начала среднекарбоневой морской трансгрессии все девонские отложения Кулой-Пинежского блока ААП были уже полностью денудированы. В то же время уцелевшие приповерхностные раструбы многих кимберлитовых трубок Золотицкого поля заполнены туфогенно-осадочными отложениями турнейского возраста значительной (до 170 м) мощности. Это свидетельствует о том, что трубки были захоронены в первоизданном виде под визейскими отложениями [Мальков, 2009].

Следует также отметить, что по результатам интерпретации данных высокоточной аэромагнитной съемки в осадочном чехле восточной части Мезенской синеклизы предполагается наличие магматических пород основного состава, формирующих позднепалеозойскую – раннетриасовую (?) Мезенскую трапповую провинцию, состоящую из дайкового пояса шириной до 200 и длиной свыше 500 км и трапповых полей, а также ранне-среднерифейское Локчимское трапповое поле [Буш, Калмыков, 2015].

1.2.2.3. Строение северной перикратонной области ВЕП

Перикратонная область северного сегмента Восточно-Европейской платформы протягивается полосой вдоль Мурманского берега Кольского полуострова по акватории Баренцева моря и Воронки Белого моря и ограничена с юго-запада современным сбросом разлома (линеамента) Карпинского. Ее северо-восточное ограничение представляет собой трансрегиональную границу платформ и выражено взбросо-сдвиговой зоной Тролльфьорд-Рыбачий-Канин, продолжающейся к юго-востоку уже в виде Западно-Тиманского разлома. Зона сбросов разлома Карпинского, проходящего по северному краю Кольского полуострова, является фактически границей между Балтийским щитом и перикратонной областью ВЕП. Она четко выражена тектонической ступенью, вдоль которой поверхность кристаллического архейского основания ступенчато погружается к северу и северо-востоку под покров позднепротерозойских – верхнерифейских и вендских (?) – и фанерозойских осадочных образований, относимых к осадочному чехлу платформы.

Зона линеамента Тролльфьорд-Рыбачий-Канин является границей ВЕП и Западно-Арктической платформы (Баренцевская, или Свальбардская плита), которая проявлена взбросом на перешейке между полуостровами Средний и Рыбачий и в юго-восточной части полуострова Рыбачий и отчетливо прослеживается в потенциальных полях в юго-восточном направлении в акватории Баренцева моря через полуостров Канин и далее, где переходит в Западно-Тиманский глубинный разлом. К северо-западу эта зона прослеживается на полуострове Варангер.

На южном борту Южно-Баренцевской впадины по моноклинальному погружению фанерозойских осадков у Кольского полуострова выделяется *Кольская моноклинали*. К северу от полуострова Канин расположена *Коргинская моноклинали* (ступень). Обе они объединяются в *Кольско-Канинскую моноклинали*. Область развития моноклиналильной зоны на шельфе Баренцева моря показана на структурно-тектонической схеме докембрийского фундамента, составленной в ходе производственных исследований ОАО МАГЭ в 2008–2011 гг. (рис. 1.36). По характеру сейсмической записи волновое поле основания Кольско-Канинской моноклинали разделяется на два структурных этажа – кристаллический фундамент и промежуточный комплекс [Кириллова-Покровская, Дьяченко, 2011]. Последний

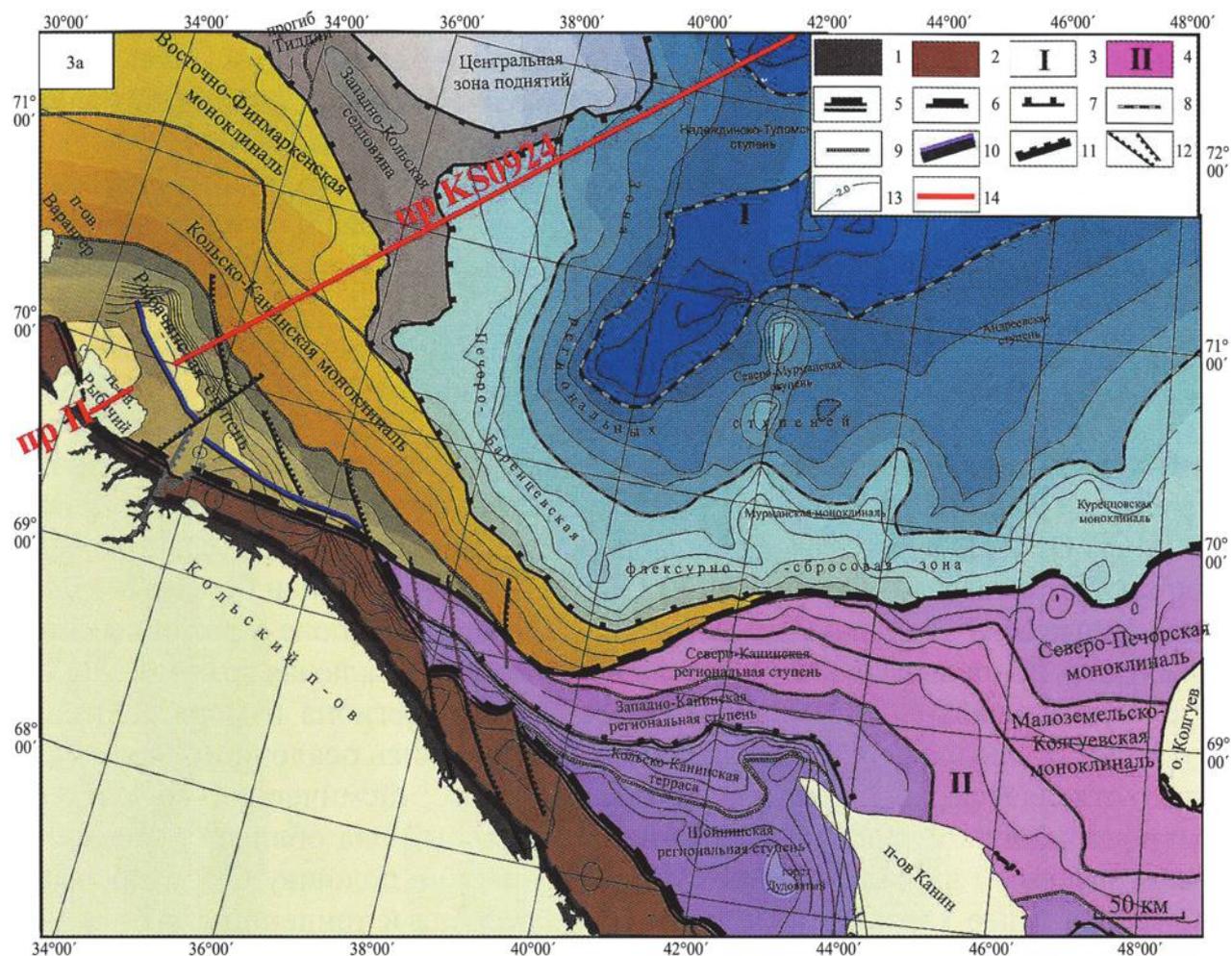


Рис. 1.36. Структурно-тектоническая схема поверхности гетерогенного фундамента юго-западной части Баренцева моря (по: [Кириллова-Покровская, Дьяченко, 2011]):

Восточно-Европейская платформа: 1 – Фенноскандинавский щит; 2 – Северо-Кольская перикратонная область. Западно-Арктическая платформа: 3 – Баренцевская (Свальбардская) плита; 4 – Тимано-Печорская плита. Границы структур: 5 – трансрегиональных, 6 – региональных, 7 – надпорядковых, 8 – I порядка, 9 – II порядка. Разрывные нарушения: 10 – типа надвигов на суше и в акватории, 11 – сбросо-сдвиги, 12 – сбросы; 13 – изогипсы ОГ VI, сечение 1.0 км, 14 – сейсмогеологические разрезы

выполнен слабо деформированными рифейскими толщами. Сеймостратиграфические облики рифейских толщ довольно уверенно опознаются на морских разрезах (рис. 1.37). В волновом поле разреза «суша – море» видно, что рифейские комплексы выполняют грабен, в наиболее погруженной части которого их мощность достигает 11–16 км, что сопоставимо с мощностью палеозойско-мезозойского осадочного чехла в Восточно-Баренцевском рифтогенном трое. При погружении в Южно-баренцевскую впадину наблюдается плавное уменьшение мощности рифейских толщ вплоть до полного их выклинивания за счет среза его верхних отделов (см. рис. 1.37).

Внешняя часть перикратонной области характеризуется большой мощностью (до 5–6 км) венд-фанерозойских осадков и высокими значениями граничной скорости продольных волн вдоль поверхности М (8.2–8.4 км/с) [Сейсмогеологическая..., 1998]. Она захватывает Несско-Тылугский выступ кристаллического основания, Понойскую и Пешскую впадины, являющиеся составной частью Предтиманского прогиба. Локальные максимумы потенциальных полей, приуроченные к центру Пешской впадины, свидетельствуют о возможной насыщенности разреза магматическими образованиями и о повышенной проницаемости коры. Подтверждением служат результаты бурения Нижнепешской скважины, где в разрезе девона на глубине около 2.5 км вскрыты два тела долеритов общей мощностью более 450 м. В северо-восточной части Пешской впадины, примыкающей к Канинскому геоблоку,

предполагается двухъярусное строение фундамента (внизу – кристаллический архей-раннепротерозойский, вверху – складчатый позднепротерозойский). Сама впадина выполнена субплатформенными образованиями позднего протерозоя и осадочными породами палеозойского возраста мощностью около 5 км. По данным сейсмоплотностного моделирования, суммарная мощность осадочного чехла в Пешской впадине достигает 10 км.

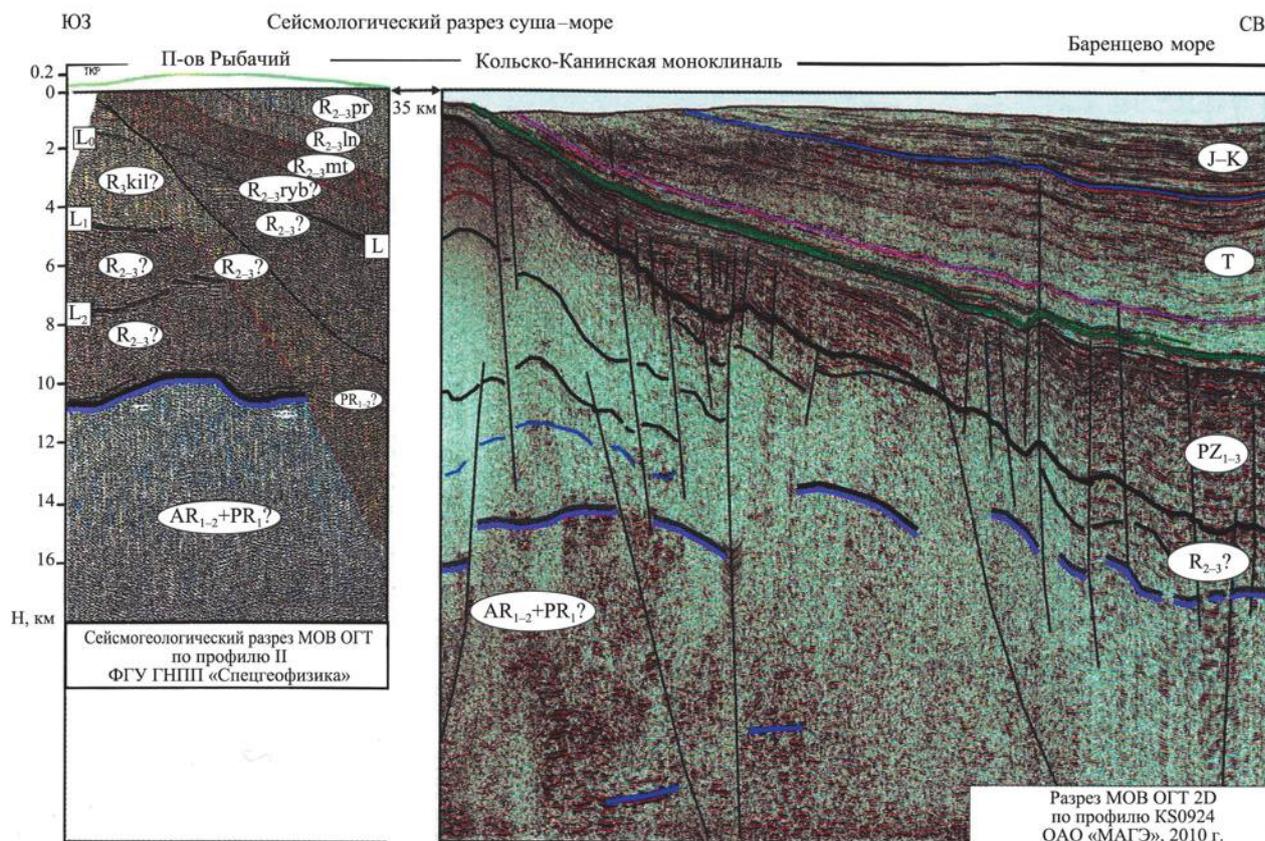


Рис. 1.37. Кольско-Канинская моноклираль (по: [Кириллова-Покровская, Дьяченко, 2011]). Положение профилей см. на рис. 1.36

В восточной части региональным минимумом силы тяжести выделяется Предтиманский краевой прогиб. Судя по форме этой аномалии, ось прогиба имеет «тиманское» простирание, дискордантное по отношению к основным структурам Мезенской синеклизы и линейным аномалиям магнитного поля, для которых характерно «канинское» простирание. Разворот на 20–30 градусов Тимано-Канинских структур и соответствующих им магнитных и гравитационных аномалий происходит в районе Чешской губы. Такое взаимоотношение структурных элементов соответствует пострифейским геодинамическим условиям в регионе и предполагает заложение Канинских структур на жестком Мурманском архейском блоке, а формирование надвигов Тимана – на менее жестком, подверженном рифейскому рифтогенезу основании восточного края Мезенской синеклизы. По данным МОБ ОГТ [Верба и др., 2001; Симонов и др., 2002; Митрофанов и др., 2004], в пределах полуострова Средний и акватории Мурманского побережья выделяется грабенообразная структура, которая в тектоническом отношении принадлежит южному борту позднепротерозойского палеорифта, ось которого проходит примерно в 100–120 км параллельно берегу. Эти данные свидетельствуют о развитии в прибрежной зоне Кольского полуострова перикратонного прогиба, имеющего рифтогенную природу и выполненного мощной толщей рифейских отложений (рис. 1.38).

В то же время следует отметить, что не всегда результаты интерпретации данных сейсмического профилирования соответствуют реальности, как это случилось для северного обрамления Балтийского

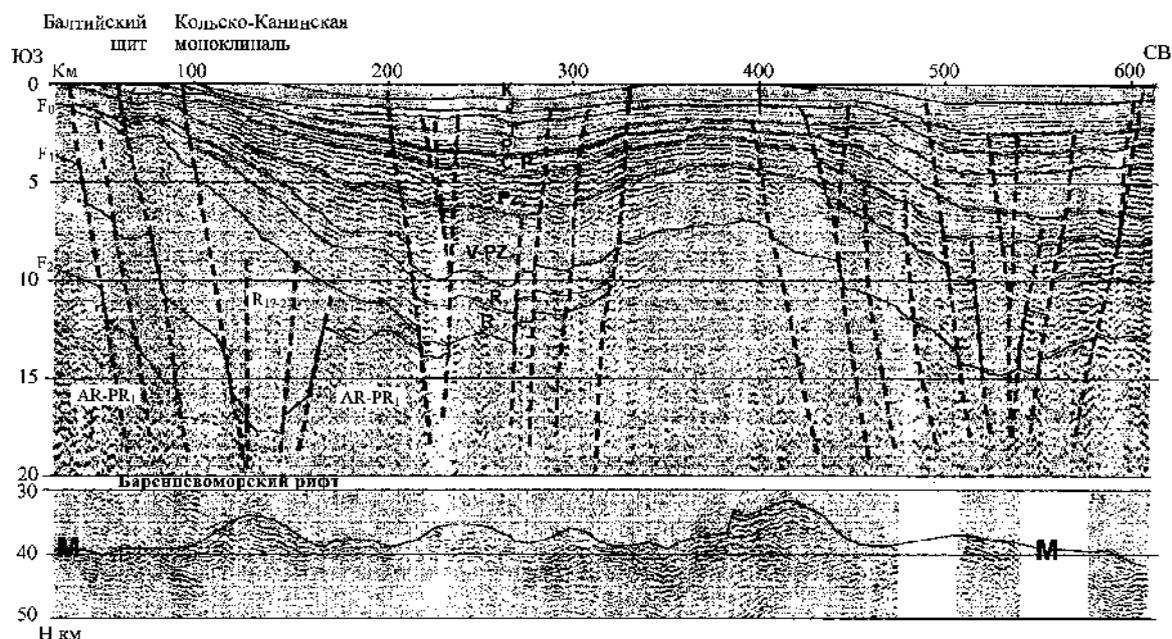


Рис. 1.38. Сводный динамический глубинный разрез по профилю AP-1:

$H=0-20$ км – по данным ОГТ, $H=30-50$ км – по данным ГСЗ (по: [Верба и др., 2001]). F_{0-2} – главные сеймостратиграфические границы, разделяющие фундамент, синрифтовые образования и перекрывающую их толщу Кольско-Канинской моноклинали. Местоположение профиля см. на рис. 1.49

щита. Здесь в северной части полуострова Средний в 2004–2006 гг. была пробурена скважина П-1 на глубину 4500 м. По данным сейсмического профилирования, мощность рифейской осадочной толщи здесь разными авторами интерпретировалась от 6 км [Митрофанов и др., 2004] до 8–12 км [Симонов и др., 2002]. Однако по данным бурения, кристаллические породы фундамента были встречены на глубине 1.1 км [Куликов и др., 2007], что соответствует верхнему горизонтальному разделу сеймокомплекса (рис. 1.39).

Образования, слагающие полуостров Средний, представлены отложениями двух серий [Степкин, 1980] – верхнерифейской кильдинской и вендской волоковой. Кильдинская серия сложена аркозовыми, глауконитовыми, кварцитовидными песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, иногда пестроцветными с примесью карбонатного материала. На о. Кильдин в основании серии залегают несколько пластов доломитов с верхнерифейскими строматолитами. Волоковая серия, с размывом перекрывающая кильдинскую, представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками и аргиллитами.

Общая мощность кильдинской серии, согласно [Любцов, Предовский, 1998], составляет 1430 м и волоковой серии – 450 м. Осадочные породы, слагающие полуостров Средний, образуют моноклинал с общим падением на СВ под углом до 10–12°. Пликативные дислокации представляют собой пологие складки размерами в сотни метров – первые километры с углами падения крыльев до 10–15°. Контакт с гранитами Мурманского блока стратиграфический. Однако, как отмечается в [Митрофанов и др., 2004], наблюдаемые образования кильдинской серии слагают наиболее позднюю толщу, заполняющую прогиб, и трансгрессивно распространяются за его пределы. Породы более низких уровней разреза рифея скрыты в глубокой части грабена.

С кильдинской серией полуострова Средний и о. Кильдин сопоставляются терригенные осадки, развитые в Ивановской губе, приустьевой части р. Ивановки и у полуострова Святой Нос. По данным сейсмического профилирования [Сейсмогеологическая..., 1998] рифейско-ранневендские перикратонные комплексы, обнажающиеся на полуострове Средний, о. Кильдин, в Ивановской губе и на полуострове Святой Нос, протягиваются полосой вдоль Мурманского берега Кольского полуострова в пределах баренцегоморского шельфа. Мощность их увеличивается к северо-востоку, как и интенсивность складчатости. Для образований этой зоны характерна асимметричная складчатость, осложненная продольными разломами и опрокинутая на юго-запад в сторону Балтийского щита [Государственная геологическая..., 2000].

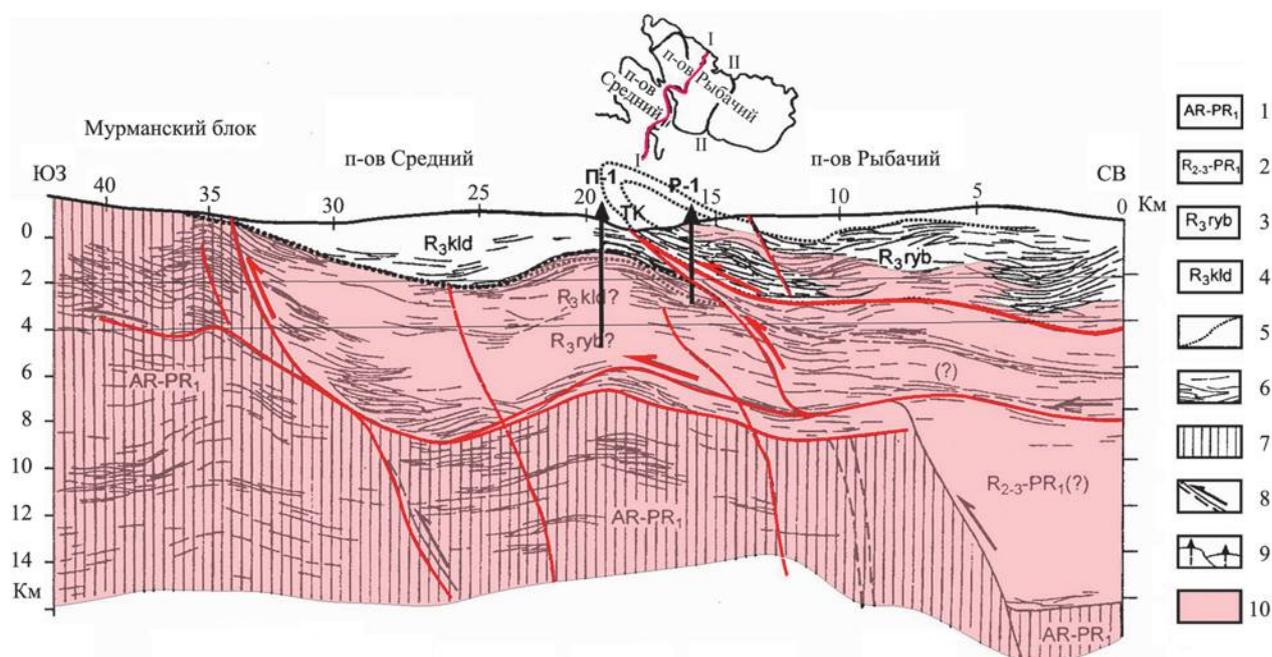


Рис. 1.39. Интерпретация сейсмогеологического разреза по профилю МОВ ОГТ Балтийский щит – п-ов Средний – п-ов Рыбачий (по линии 1–1, см. врезку) (по: [Митрофанов и др., 2004]) с добавлением данных из [Куликов и др., 2007; Медведев и др., 2009]:

1 – дорифейский фундамент; 2 – предполагаемые нерасчлененные образования нижнего и верхнего протерозоя нижних частей рифтового прогиба; 3 – осадочные толщи рифея рыбачинского комплекса; 4 – осадочные толщи кильдинской серии верхнего каратавия; 5 – основание выходящих на поверхность осадочных толщ рифея п-овов Средний и Рыбачий; 6 – отражающие площадки по сейсмическим данным; 7 – дорифейский фундамент, интерпретируемый по сейсмическим данным до бурения скважин; 8 – разломы и направления движения по ним на инверсионном этапе байкальских движений и позднее; 9 – положение пробуренных глубоких скважин П-1 и Р-1; 10 – гранито-гнейсовый дорифейский фундамент по данным бурения

Третий структурный ярус в пределах Кольско-Канинской моноклинали составляют палеозойские отложения, залегающие на рифей-вендских образованиях с крупным угловым несогласием. На дочетвертичную поверхность они выходят полосой северо-западного простираения на акваториальной части территории. Это морские терригенно-карбонатные отложения, формирующие нижнюю часть осадочного чехла Баренцевоморской плиты. Они имеют мощность до 2 км и очень полого (до 1.5°) падают на северо-восток [Государственная геологическая..., 2000].

Наличие зоны гравитационных и магнитных аномалий, протягивающейся вдоль Баренцевоморского побережья и далее на юго-восток вдоль Предтиманского прогиба, является немаловажным обстоятельством, которое может служить косвенным подтверждением существования северо-восточной пассивной континентальной окраины ВЕП в позднем докембрии [Балуев, 2006]. В районе линейного гравитационного максимума по сейсмическим данным отмечается увеличение граничной скорости с 6.0 до 6.5 км/с и прогиб поверхности кристаллического основания. Такое увеличение скорости можно объяснить внедрением большого объема магматических пород по субпараллельным разломам, которые выделяются магнитными аномалиями и по сейсмическим данным в зоне гравитационного максимума. Результаты плотностного моделирования подтверждают эти данные. На сейсмогеологических разрезах Кольско-Канинской моноклинали, составленных по переобработанным профилям, на временах 2.5–4.0 с в зоне Баренцевоморского авлакогена в рифейской толще иногда прослеживаются регулярные отражения.

Скорее всего, эта зона гравимагнитных аномалий отвечает крупным магматическим телам, внедрившимся в кору по разломам на начальной стадии разделения Балтики и Лаврентии. Сходные зоны аномалий зафиксированы вдоль западного и восточного побережий Атлантического океана [Talwani, Abreu, 2000].

Согласно сейсмическим данным, такая аномальная зона отражает линзу максимальной мощностью до 20 км, получившую название «рефлекторов, падающих в сторону океана» или SDR, и была названа «начальной океанической корой» [Богданов, 2001]. Предполагается, что линза «начальной океанической коры» представляет собой чередование тектонических пластин континентального материала с ультрабазитами, которые интенсивно серпентинизированы на изгибе под подножием континентального склона в зоне перехода к типичной океанической коре. Сейсмические разрезы зоны сочленения Балтийского щита и Баренцевоморской плиты показывают [Поселов и др., 1995; Сейсмогеологическая..., 1998; Верба и др., 2001], что и здесь аномальной зоне соответствует скоростная сейсмическая аномалия, интерпретируемая как грабен с амплитудой до 10 км, выполненный осадочными отложениями рифея, в то время как под ним отмечается выступ более скоростных ($V_r = 7.0$ км/с), т. е. более плотных, пород.

Термический режим, созданный в земной коре в результате апвеллинга астеносферы в зоне континентального склона в среднем рифее и процессов андерплейтинга на ранней стадии эволюции, был, вероятно, сходным с термическим режимом Индоокеанско-Атлантического типа современных пассивных окраин [Lister et al., 1991; Хаин, Левин, 2001] и мог способствовать генерации и накоплению углеводородов в пределах древнего континентального склона.

Таким образом, описанная зона положительных линейных аномалий гравитационного и магнитного полей фактически отражает дивергентную границу древней континентальной плиты Балтика, которая была завуалирована последующими тектоническими процессами.

1.3. ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА В НЕОГЕЕ

Проявления внутриплитного магматизма в пределах северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы связаны в пространстве и во времени преимущественно с различными рифтогенными структурами на разных этапах эволюции палеорифтовой системы Белого моря, которая, как известно, формировалась в течение среднего и позднего рифея, а затем претерпела некоторую активизацию в венде и в среднем палеозое. Это отразилось в латеральной и временной неоднородности распределения проявлений внутриплитного магматизма в пределах зон динамического влияния рифтовых структур на северной окраине ВЕП.

1.3.1. Рифейско-вендский этап магматизма

Проявления рифейского рифтогенного вулканизма обнаружены лишь в Онежском грабене Онежско-Кандалакшского палеорифта, под юго-восточной частью которого отмечена область пониженных скоростей (7.7–7.8 км/с) сейсмических волн в верхней мантии [Булин и др., 1992]. Как было отмечено (см. раздел 1.2.2.1), в центральной части Онежского грабена солозерской скважиной на глубине 604 м и ниже вскрыта толща вулканогенно-обломочных пород, вмещающая силлы и дайки диабазов и долеритов, описанная А. Ф. Станковским [Станковский и др., 1972] в качестве нижней подсвиты солозерской свиты (рис. 1.40). Последнюю слагают светло-серые и красноцветные песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. Эта толща заполняет грабен на всю ширину, не выходя за его пределы. Вещественный состав солозерских изверженных пород сравнительно однообразен. По своим структурным особенностям в большинстве случаев это типичные базальты, в центральных частях крупных тел встречаются полнокристаллические породы с долеритовой и офитовой структурой. Присутствие смешанных вулканокластических образований, содержащих вулканические бомбы шарообразной, эллиптической и веретенообразной формы, свидетельствует о близости вулканического центра с активной эксплозивной деятельностью. По своим петрохимическим характеристикам солозерские базальты и долериты близки платобазальтам, а также среднему долериту траппов и, таким образом, являются типичным представителем толеитовой серии основных изверженных пород. Они характеризуются незначительной недосыщенностью кремнеземом, пониженной щелочностью и заметным

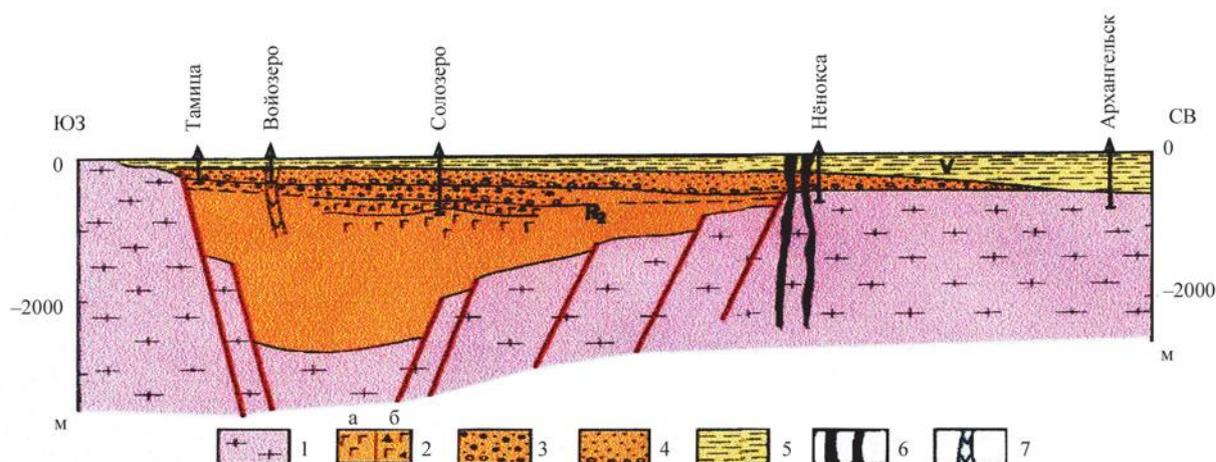


Рис. 1.40. Схематический геологический разрез Онежского грабена Онежско-Кандалакшского палеорифта (по: [Константиновский, 1977]):

1 – эпикарельский кристаллический фундамент; 2 – нижняя подсивта солозерской свиты: а – существенно вулканогенные породы и прорывающие их силлы и дайки среднерифейских долеритов и диабазов, б – существенно вулканомиктовые породы, реже прорывы базальтов; 3 – верхняя подсивта солозерской свиты (песчаники, базальные конгломераты); 4 – нёнокская свита (песчаники, базальные конгломераты); 5 – валдайская серия венда (аргиллиты, глины, алевролиты, песчаники); 6 – позднедевонские трубки взрыва щелочных базальтоидов; 7 – дайки долеритов раннего венда (?)

преобладанием Na_2O над K_2O [Станковский и др., 1972]. Первоначально был определен среднерифейский возраст этих пород по К-Аг датировке – 1300 млн лет [Станковский и др., 1981].

Впоследствии время накопления базальтов солозерской толщи было пересмотрено в сторону уменьшения по Sm-Nd датировкам до 667 ± 31 млн лет, что соответствует пограничным горизонтам верхнего рифея – нижнего венда, а Sm-Nd изотопные характеристики предполагают астеносферный источник и плюмовую природу базальтов [Носова и др., 2006, 2008]. Этот возраст базальтов Солозера коррелируется с наиболее ранним импульсом вулканизма запада Урала. Вероятно, базальты Онежско-Кандалакшского палеорифта совместно с вендской Уральской магматической провинцией маркируют протяженную пассивную окраину Балтики в позднем рифее – венде [Носова и др., 2008].

В связи с этим следует отметить, что характерные аномалии волнового и потенциальных полей предполагают наличие внутри рифейской толщи Кандалакшского грабена таких же вулканогенных образований (см. рис. 1.8). Вулканогенные породы, по-видимому, довольно широко распространены в северо-западной и центральной частях Кандалакшского и на юго-востоке Керецкого грабена. Подводящим каналом мог служить мощный разлом – Беломорский шов.

На рис. 1.10 видно, что тектонические зоны, ограничивающие Онежский и Керецкий грабены от Архангельского горста, выражены интенсивными линейными положительными магнитными аномалиями, которые отражают насыщенность разреза дайками основных пород. Расчеты свидетельствуют о неглубоком залегании верхних кромок дайковых тел (первые сотни метров). При погружении краевых структур Архангельского горста в Керецкий грабен (см. рис. 1.17) увеличивается и глубина залегания кромок магнитоактивных тел. Характерно, что все тела ориентированы в направлении северо-запад – юго-восток. Это говорит о том, что магматизм активно развивался на этапе заложения рифтогенных прогибов либо был многостадийным и проявлялся впоследствии только вблизи магмаподводящего центра – Беломорской зоны разломов [Балуев и др., 2012].

При детальном рассмотрении сейсмического разреза в Кандалакшском грабене видно (см. рис. 1.8), что магматические образования залегают согласно со слоистостью осадочной толщи в наиболее погруженной части и занимают секущее положение на северо-восточном борту Кандалакшского грабена – вблизи предполагаемой магмаподводящей Беломорской зоны разломов. Мощность вулканогенных образований увеличивается к депоцентру прогиба и может составлять первые сотни метров. Магмаподводящий канал отчетливо проявляется осями дифракции и «столбообразной размытостью» на сейсмической записи с потерей корреляции горизонтов в осадочной толще. Подобные эффекты

в зоне динамического влияния Беломорской разломной зоны могут быть объяснены внедрением магм основного состава с большим количеством ее дериватов – флюидов и газов, глубоко проникающих во вмещающие осадочные образования [Журавлев, 2007].

Моделирование геолого-геофизического разреза в Белом море на профиле МОГТ-ГСЗ 3-АР подтверждает существование магматического очага под Кандалакшским и Керецким рифтами (рис. 1.41). Очаг выделяется контрастной магнитной аномалией в Беломорской шовной зоне, прослеживается в нижнюю кору и, вероятно, связан с мантией [Журавлев и др., 2005ф; Журавлев, 2007]. Как видно на рис. 1.41, магмаподводящий канал в верхней части разреза расширяется, что, вероятно, обусловлено декомпрессией магмы.

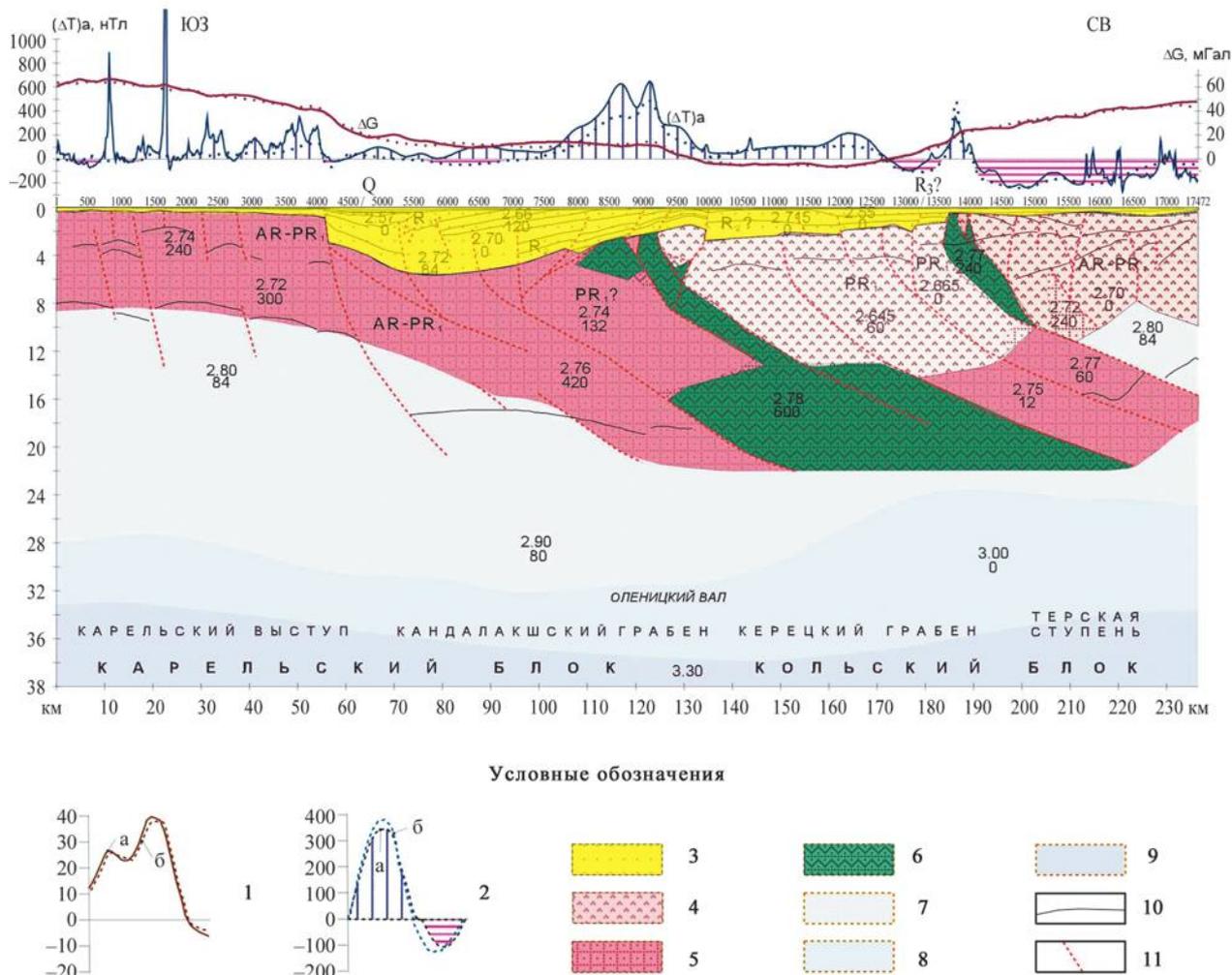


Рис. 1.41. Модельный геолого-геофизический разрез по профилю 3-АР [Журавлев, 2007]:

1–2 – графики аномальных гравитационного и магнитного полей: а – наблюдаемого, б – расчетного; верхняя кора: 3 – осадочный чехол; 4 – граниты, мигматиты; 5 – гнейсы, сланцы; 6 – основные интрузии; 7 – средняя кора; 8 – нижняя кора; 9 – верхняя мантия; 10 – отражающие границы; 11 – тектонические нарушения. Цифрами на рисунке обозначены: плотность в г/см³ (числитель) и магнитная восприимчивость пород в 10⁻⁵ ед. СИ (знаменатель)

Здесь его апофизы имеют юго-западное падение. Но на глубине магмаподводящий канал погружается на северо-восток, в соответствии с общим падением комплексов пород Беломорского пояса. На модельном разрезе отчетливо виден надвиг Беломорского блока в сторону Карельского массива. В верхней части разреза из-за меньшей пластичности пород тектонические нарушения имеют юго-западное или вертикальное падение, на глубине разломы выполаживаются к северо-востоку, что обусловлено реологией и кинематикой движения горных масс.

Подтверждением тому служат и взрывчатые брекчии, известные на островах и побережье Кандалакшского залива, и схожие с ними по облику и строению дайки брекчиевидных пород (флюидизаты), приуроченные к юго-западному плечу Онежского грабена (о. Кий и на юго-восточном побережье Белого моря у с. Покровское, рис. 1.42).

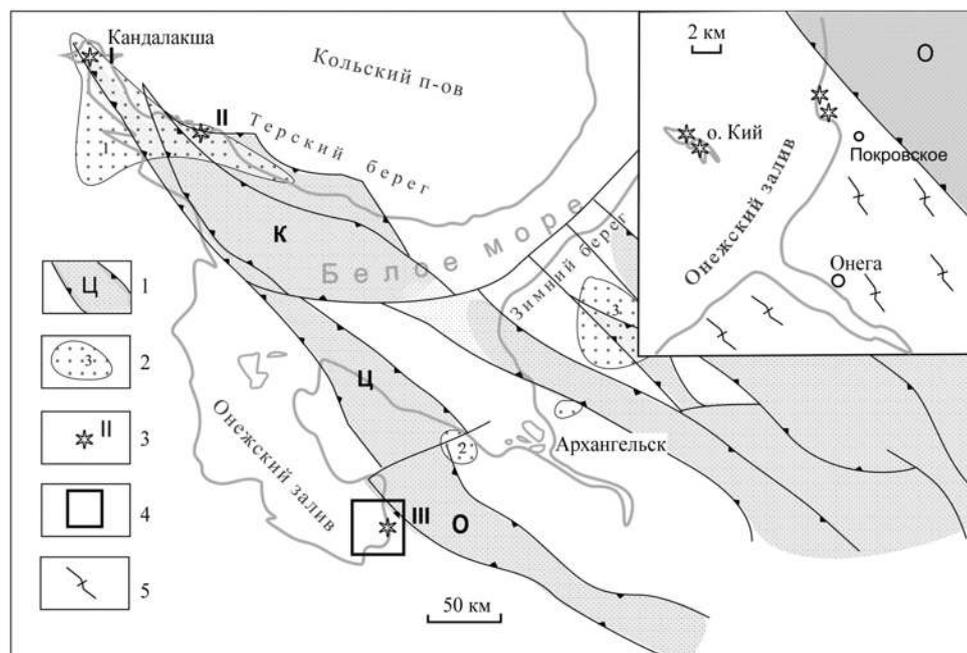


Рис. 1.42. Тектоническая схема палеорифтовой системы Белого моря с ареалами проявлений рифейского и среднепалеозойского магматизма трубочно-дайкового типа:

1 – рифейские рифтогенные грабены: К – Кандалакшский, Ц – Центральный, О – Онежский; 2 – ареалы проявлений среднепалеозойского щелочного магматизма трубочно-дайкового типа: 1 – Кандалакшский, 2 – Нёнокский, 3 – Зимнебережный; 3 – проявления щелочных даек взрывчатого характера: I – о. Телячий, II – Турий мыс, III – мыс Пильемский и о. Кий; 4 – контур участка, изображенного на врезке (район исследования флюидизатов на о. Кий и мысе Пильемском); 5 – дорифейский кристаллический фундамент (только на врезке)

Цемент флюидизатов представлен вулканическим стеклом основного состава с карбонатизацией стекловатой массы при воздействии глубинной углекислоты [Балуев и др., 2003]. Возраст формирования этих пород определен 1.10–1.12 млрд лет по цирконам вторичной генерации из цемента $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ термоэмиссионным методом. Эта датировка совпадает по времени с периодом проявления процессов рифтогенеза и связанных с ними формированием даек флюидизатов в результате консолидации твердогазовых взвесей внутри трещин при прорыве к поверхности глубинных флюидов [Балуев и др., 2005].

Кроме того, в северо-западной части Кандалакшского залива выявлена серия рифейских даек слюдяных мончикитов (уачититов) северо-западного простирания протяженностью 200–400 м при мощности 0.5–0.6 м. Радиологический возраст уачититов, определенный **К-Ar методом по мономинеральному биотиту** из порфировых вкрапленников, составляет 1060–1200 млн лет [Увадьев, 1980]. Эти дайки обладают простой плитообразной формой, выполняют разрывы, круто падающие на юго-запад, представляя собой нормальные сбросы с опущенными юго-западными крыльями, что придает северо-восточному борту грабена ступенчатый характер.

В Онежской впадине кроме вышеописанных проявлений магматизма бурением вскрыты и более молодые дайкообразные тела долеритов, секущие отложения нёнокской свиты и самые низы вендского чехла, перекрывающего грабен и смежные поднятия (см. рис. 1.36) [Константиновский, 1977]. Эти проявления ранневендского (?) магматизма в пределах Онежско-Кандалакшского рифта совпадают по времени с формированием трапповой формации вдоль юго-западной окраины ВЕП и в пределах Днепровско-Донецкого палеорифта.

В центральной части Карельского блока в 200 км западнее побережья Белого моря располагается Костомукшское лампроитовое поле, включающее в себя 81 дайку и 20 небольших диатрем, которые сложены лейцитовыми, оливин-лейцитовыми, оливин-флогопитовыми и оливиновыми лампроитами. Возраст пород определен Rb-Sr методом 1230 ± 5 млн лет [Беляцкий и др., 1997]. Дайки с крутым падением образуют рои субмеридионального простирания ($350\text{--}355^\circ$). Породы алмазоносны. Хотя это проявление щелочно-ультраосновного магматизма расположено на некотором удалении от Кандалакшского грабена, внедрялась магма в период заложения континентального рифта. Вероятнее всего, что в данном случае внедрение магмы в верхние слои земной коры происходило по системе трещин растяжения, образовавшихся при региональном растяжении литосферы в процессе континентального рифтинга.

В юго-западной части Зимнебережного района на северо-восточном плече Керещкого грабена выявлены в терригенных отложениях верхнего венда многочисленные вулканические проявления нового для северной части ВЕП типа – поздневендские лавы и туфы калиевых известково-щелочных лампрофиров, близких к минетте, с возрастом 57 ± 8 млн лет (U-Pb метод по цирконам) [Шукин и др., 2002]. Выявленные вулканы образуют цепочку северо-восточного простирания, протягивающуюся параллельно Горлу Белого моря на 70 км вдоль Зимнего берега Белого моря. Они представлены эффузивными породами (лавы, реже лавобрекчии), вулканокластическими и осадочно-вулканокластическими породами (туфы и туффиты), вулканогенно-осадочными породами (туфоалевролиты и туфоаргиллиты).

1.3.2. Среднепалеозойский этап магматизма

Среднепалеозойская активизация палеорифтовых структур северного сегмента Восточно-Европейской платформы проявилась преимущественно во внутриплитном магматизме, представленном роями щелочных даек и трубок взрыва, в том числе и кимберлитового состава, а также сложными кольцевыми массивами щелочно-ультраосновной и щелочной формаций, располагающимися в зонах динамического влияния рифтов Беломорской системы. В данном случае проявления девонского магматизма являются едва ли не единственным признаком среднепалеозойской активизации рифейских рифтов. Однако некоторые исследователи [Щеглов и др., 1993] считают, что щелочно-ультраосновной и щелочной магматизм связан здесь с системой разломов или рифтовых зон северо-восточного простирания, имеющих тройное сочленение в месте расположения Хибинского и Ловозерского массивов и пересекающих вкрест простирания рифейские рифтовые зоны, что тоже имеет под собой некоторые основания, о чем будет сказано ниже.

Структурно-геодинамическое положение и генезис щелочных пород во многом остаются дискуссионными, но еще более сложным является вопрос об их соотношениях с толеит-трапповым магматизмом. На территории Кольского полуострова расположены крупнейшие в мире щелочные массивы нефелиновых сиенитов: Хибины и Ловозеро, а также большое количество массивов, сложенных породами ультраосновного щелочного комплекса (УЩК) (рис. 1.43). На южном берегу полуострова известны и кимберлитовые трубки, которые рассматриваются как периферическая часть Архангельской алмазоносной провинции. Вокруг и внутри массивов нефелиновых сиенитов и УЩК развиты дайки, которые, как правило, ориентированы радиально относительно массивов, но существуют и разновозрастные им дайковые поля, пространственно оторванные от известных массивов, последним и посвящен данный раздел.

Большинство щелочных пород Кольского полуострова образовалось в течение узкого временного интервала (380–360 млн лет) [Крамм и др., 1993], причем это касается как нефелиновых сиенитов, так и массивов УЩК, хотя раньше считалось, что они образовались в разные тектонические эпохи: в герцинскую и каледонскую. Примечательно, что и для долеритовых даек, развитых вдоль северо-восточного края Кольского полуострова, получены данные об их позднедевонском возрасте [Арзамасцев и др., 2010]. Таким образом, на севере Фенноскандинавского щита установлено наличие различных по составу магматических пород, образовавшихся в одно и то же или близкое время.

Геодинамические причины подобного разнообразия остаются не вполне ясными. Значительная часть позднедевонских магматических проявлений представлена дайками. Известно, что дайки являются чуткими индикаторами структурно-кинематических условий, изучая которые, можно

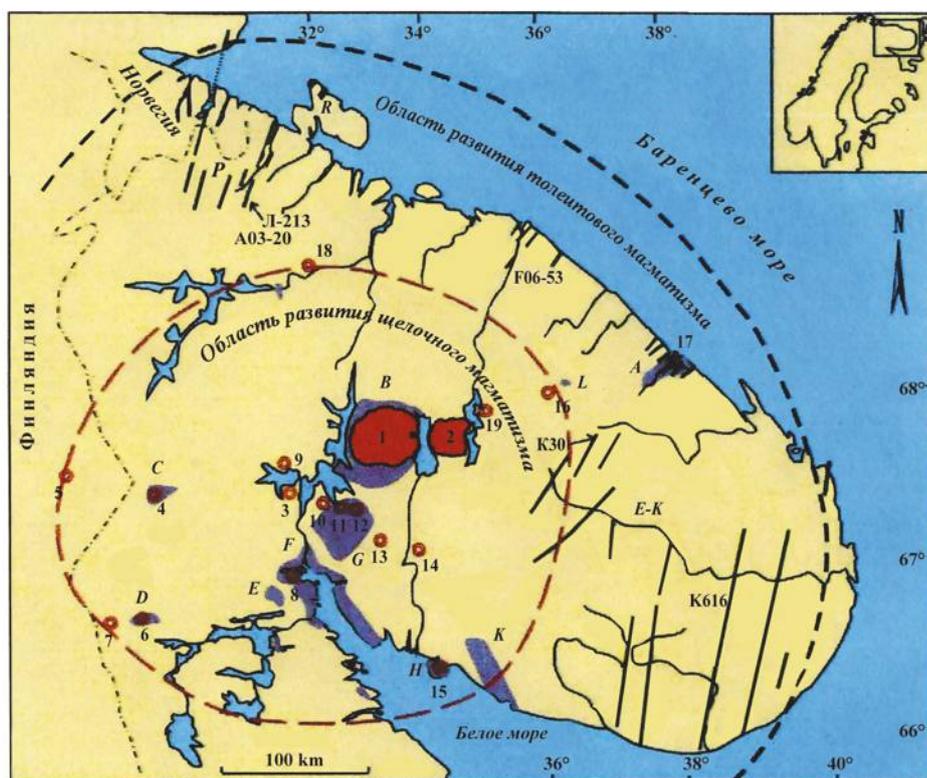


Рис. 1.43. Схема размещения проявлений палеозойского магматизма в северо-восточной части Балтийского щита [Арзамасцев и др., 2009]:

рои щелочных даек (затушевано): А – ивановский, В – хибинский, С – ковдорский, D – вуориярвинский, E – неблогорский, F – Кандалакшский, G – района Хабозера, H – Турьего мыса, K – Терского берега, L – к востоку от Контозера. Рои палеозойских даек долеритов: P – печенгский, R – п-овов Рыбачий и Средний, А – р-на Дроздовка-Ивановка, E-K – восточно-кольский; интрузии: 1 – Хибины, 2 – Ловозеро, 3 – Нива, 4 – Ковдор, 5 – Сокли, 6 – Вуориярви, 7 – Салланлагва, 8 – Кандагуба, 9 – Маврагуба, 10 – Африканда, 11 – Озерная Варака, 12 – Лесная Варака, 13 – Салмагора, 14 – Ингозеро, 15 – Турий мыс, 16 – Контозеро, 17 – Ивановка, 18 – Себлявр, 19 – Курга

установить с определенной долей вероятности геодинамическую обстановку проявления позднедевонского магматизма этого региона.

Большинство щелочных интрузий и трубок взрыва среднепалеозойского возраста пространственно приурочено к структурам в виде системы дугообразных и кольцевых разломов, выявленных по материалам дистанционного зондирования и подтвержденных полевыми наблюдениями на северо-западном окончании Онежско-Кандалакшского палеорифта [Балуев и др., 1997, 2000; Моралев и др., 19986] (рис. 1.40). По простираению Кандалакшского залива расположены две системы кольцевых разломов. По аналогии со структурами на концах растущей трещины [Косыгин, Маслов, 1989] (рис. 1.40, вставка), эти структуры образовались в два этапа, каждый раз на конце главного разлома, по мере пропагации разломов на северо-запад от трюга, выполненного рифейскими осадками. Унаследованность древнего тектонического рисунка Кандалакшской кольцевой структуры на окончании рифейского грабена привела к тому, что по обновленным в девоне тектоническим ограничениям этой структуры происходила разгрузка напряжений, связанных с активизацией рифта, и, как следствие, по периферии структуры в узлах растяжения локализовались щелочные массивы центрального типа: Турий мыс, Салмагора, Озерная Варака, Африканда, Лесная Варака, Маврагуба, Ковдор, Кандагуба и др. (см. рис. 1.43 и 1.44).

Возможно, в распределении очагов магмогенерации и преобладании интрузивных комплексов центрального типа сыграло роль совмещение кольцевых и дуговых разломов на конце рифта с зоной аркогенного изгиба коры перед фронтом обдукционной пластины норвежских каледонид, создавшего

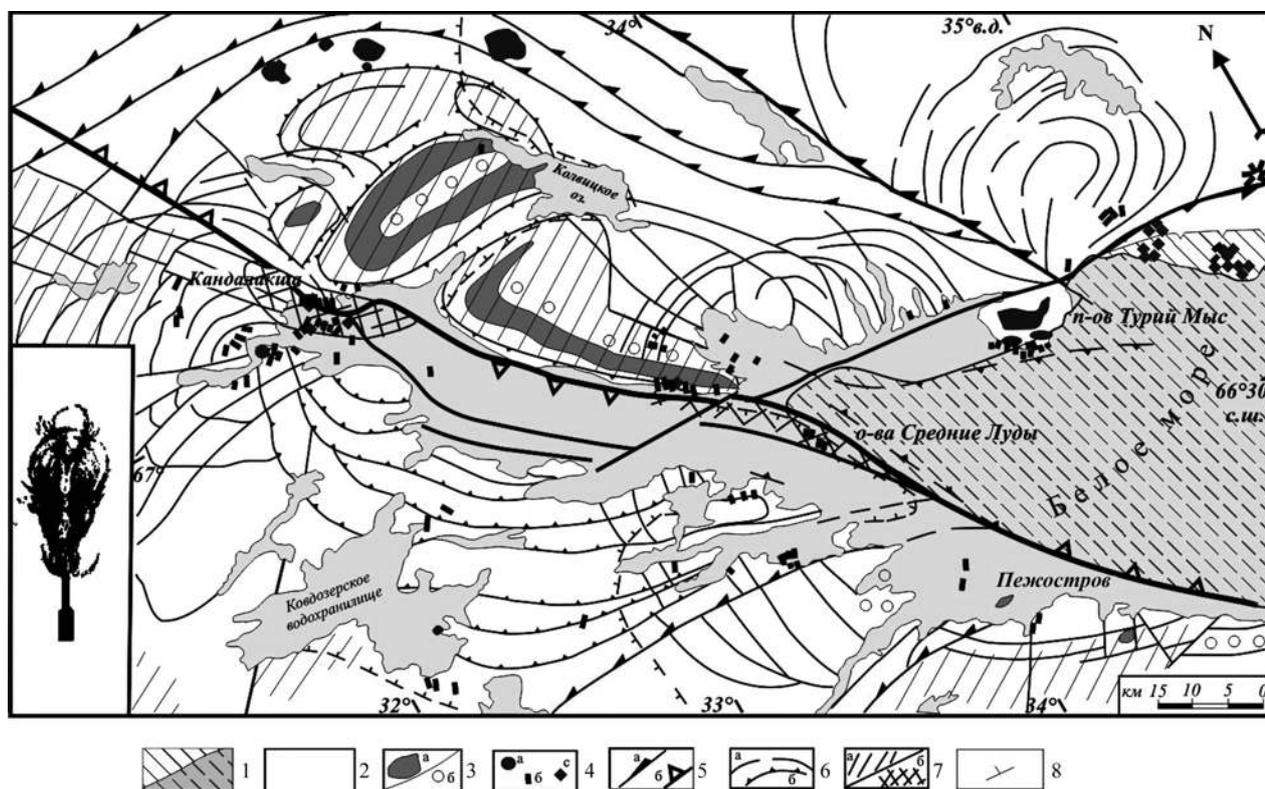


Рис. 1.44. Структурное положение девонских щелочных даек и массивов в районе Кандалакшского залива:

1 – рифейские отложения, на суше (а), в акватории Белого моря (б); 2–3 – раннедекембрийские образования: 2 – гранито-гнейсы беломорского и кристаллосланцы лапландского комплекса, 3 – наиболее глубокие образования – анортозиты (а) и эклогитоподобные породы (б); 4 – девонские ультраосновные – щелочные массивы (а), дайки (б), трубки взрыва (с); 5–7 – элементы свдигосбросовой тектоники: 5а – сдвиги и 5б – сбросо-сдвиги; 6а – кольцевые структуры на окончании рифтов и сдвигов, 6б – уступы в рельефе; 7а – современные поднятия (плечи рифта), 7б – зоны аккомодации; 8 – градиенты гравитационного поля. На врезке – образование кольцевых структур на конце растущей трещины (эксперимент) по [Косыгин, Маслов, 1989]

условия для активизации магмогенерации в подкоровых декомпрессионных зонах. Время внедрения этих массивов определяется как позднедевонское – 380–360 млн лет [Крамм и др., 1993]. О генетической связи щелочно-ультраосновных массивов с процессами регенерации Кандалакшского рифта в среднем-позднем девоне свидетельствуют и результаты трехмерного плотностного моделирования, проведенного по ряду интрузий этого комплекса [Арзамасцев и др., 1998].

Комплекс щелочно-ультраосновных пород Турьего мыса расположен на северном плече Кандалакшского грабена и представлен на поверхности несколькими массивами, ядра которых сложены мелилитовыми породами, а периферические части – фойдолитами. Данные плотностного моделирования, так же как и данные геологических наблюдений, свидетельствуют о принадлежности всех выходов плутонических щелочных пород к единой интрузии. Судя по плотностным характеристикам пород и форме гравитационных аномалий, единая интрузия прослеживается до глубины 8 км и ниже имеет подводящий канал диаметром до 3 км, погружающийся в юго-западном направлении под углом 65–70° в сторону осевой части Онежско-Кандалакшского палеорифта [Арзамасцев и др., 1998].

Целая группа щелочно-ультраосновных массивов (Салмагора, Лесная и Озерная Вараки, Африканда и Маврагуба) располагается цепью в нескольких километрах друг от друга вдоль дугообразной тектонической зоны, являющейся одним из северных фрагментов Кандалакшской кольцевой структуры (см. рис. 1.43 и 1.44). Массивы имеют относительно простое геологическое строение, причем для них характерно отсутствие полного набора комплиментарных членов щелочно-ультраосновной серии.

Наиболее крупную из них интрузию Лесная Варака слагают оливиниты и, в меньшей степени, пироксениты и доломитовые карбонатиты. Массив Озерная Варака сложен ийолит-мельтейгитами,

Африканда состоит главным образом из пироксенитов. Салмагорский массив в центральной части сложен также ийолитами и мельтейгитами с широким развитием оливинитов по периферии массива. Для всех интрузий этой группы характерна лополитообразная форма с узкой зоной подводящего канала. Расположенные в 4,5 км друг от друга Озерная и Лесная Вараки имеют, по-видимому, общую систему подводящих каналов на глубине свыше 5 км. Корневая часть массива Африканда погружается на северо-запад в сторону Маврагубского массива. Зона подводящего канала Салмагорского массива на глубине более 7 км погружается на юг в сторону Кандалакшского грабена. Таким образом, можно думать, что массивы этой группы связаны между собой единой дугообразной разрывной структурой, служащей подводящим каналом для щелочной магмы, источник которой располагался, вероятно, под реактивированным рифтом и представлял собой участок разуплотненной мантии, т. е. так называемую «рифтовую подушку».

Беломорский дайковый пояс. Помимо крупных массивов щелочных пород Кольской провинции, к проявлениям среднепалеозойского магматизма на севере Восточно-Европейской платформы принадлежит также Беломорский дайковый пояс, протягивающийся вдоль берегов Белого моря от Кандалакшской губы до Онежского полуострова. В строении Онежско-Кандалакшского палеорифта, на его крыльях, весьма заметно участие сдвигов, которые предопределили закономерную ориентировку многочисленных даек щелочных базитов позднедевонского возраста, маркирующих трещины отрыва и скалывания. Эти образования формируют Беломорский дайковый пояс, простирающийся вдоль обоих бортов Кандалакшского грабена. Щелочные породы Беломорского пояса относились к палеозойским уже в начале XX в. (Е. Н. Krank, Д. С. Белянкин, В. И. Влодавец, Л. А. Косой, Н. Г. Судовиков, Б. М. Куплетский) и позднее исследовались в связи с оценкой перспектив алмазности, когда в Кандалакшском отрезке дайкового пояса было установлено широкое распространение мелилитсодержащих пород, относимых вначале к проявлениям каледонского [Тараховский, 1960], а затем герцинского магматизма [Увадьев, Путинцева, 1988]. В последние годы подтвердились данные о среднепалеозойском возрасте кимберлитовых трубок Зимнего и Терского берегов (340–360 млн лет) и даек Кузокоцкого отрезка Беломорского дайкового пояса [Калинкин и др., 1993; Моралев и др., 1998]. Отметим, что геохимические особенности пород пояса изучались неоднократно и довольно детально [Бородин и др., 1976; Иваников, Рухлов, 1998; Beard et al., 1998], однако вопросы зональности и их структурного положения оставались недостаточно ясными и явились объектом специального исследования.

Характерной чертой дайкового пояса является резко выраженная неоднородность насыщенности дайками – узлы сближенных даек чередуются с протяженными участками, где они почти отсутствуют. Анализ разломно-трещинной сети Кандалакшской части рифтовой системы Белого моря позволил показать приуроченность дайковых узлов к участкам развития систем концентрически-кольцевых нарушений [Балуев и др., 2000]. Последние, по всей видимости, предположительно маркируют этапы прерывистого продвижения (пропагации) палеорифта, совпадавшие с локальными участками растяжения в рифтообразующих разломах со значительной сдвиговой компонентой (участками трансенсии), в региональной обстановке сжатия [Моралев и др., 2002б]. Имеются данные [Увадьев, 1981] о преимущественно левостороннем характере палеозойских сдвигов на северо-восточном плече грабена.

Как показали исследования [Балуев и др., 2000; Моралев и др., 2002а; Терехов и др., 2012], большинство дайковых узлов приурочено к вышеописанным системам кольцевых и дуговых разрывных структур, развитым вблизи зон аккомодации (см. рис. 1.40). Южная кольцевая структура, отчетливо выраженная в веерном рисунке заливов Терского берега от залива Порья Губа до мыса Турьего и на противоположном Карельском берегу в районе п. Лоухи, была изучена на нескольких детальных участках [Пржиялговский и др., 1996; Моралев и др., 2002а]. Здесь выделяется Качинный и Кузакоцкий дайковые узлы и несколько даек на архипелаге Средние Луды.

Все дайки этого района имеют малую мощность (в среднем 40–50 см), характерные коленообразные изгибы, отщепы вмещающих пород (рис. 1.45) и обилие эксплозивных структур (автолитовые и «валунные» брекчии). Там, где главный разлом имеет выдержанное падение (вне зон аккомодации и, соответственно, кольцевых структур), даек практически нет.

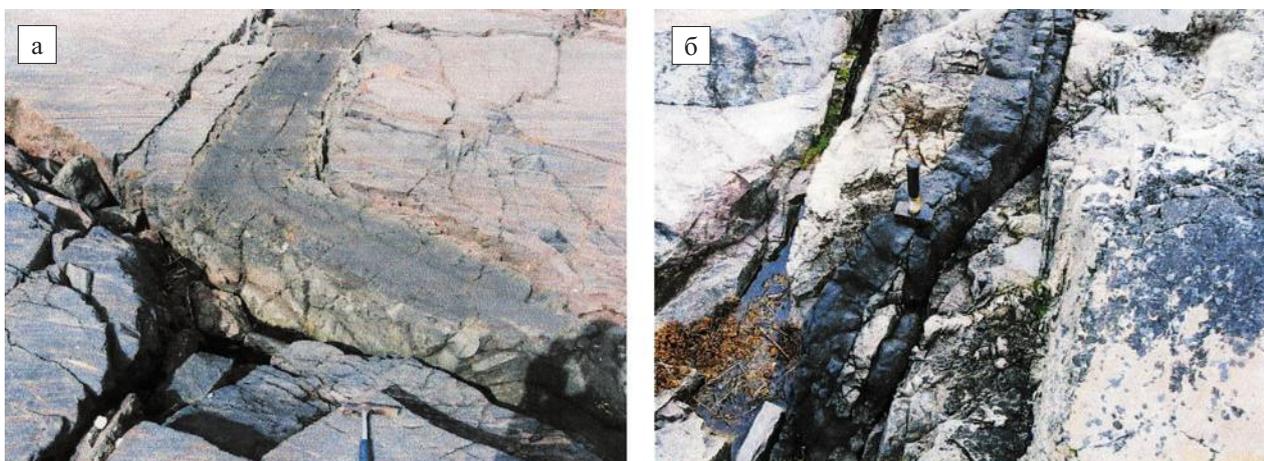


Рис. 1.45. Щелочные дайки девонского возраста:

а – коленообразный изгиб дайки (Качинный участок); б – S-образный изгиб дайки и «отщеп» вмещающей породы (арх. Средние Луды) (фото Е. Н. Терехова)

На Кольском берегу на всем протяжении участка пересечения кольцевых разломов с береговой линией встречаются щелочные дайки, но основная их масса (до 50%) приурочена к небольшому участку, показанному на рис. 1.46, а. Здесь по критерию взаимного пересечения выделяется 3–4 генерации даек. Тут же расположены две небольшие трубки взрыва с ксенолитами гранатовых амфиболитов – наиболее типичных здесь вмещающих пород [Балуев, Терехов, 2006]. На Карельском берегу на всем пространстве пересечения южной кольцевой структуры с береговой линией встречаются щелочные дайки, но более половины из них сосредоточено на небольшом участке, на северном берегу о. Кастьян, где устанавливается две генерации даек (рис. 1.46, б). Между этими участками, в осевой части залива, на островах Средние Луды, которые собственно и образуют зону аккомодации, нами также были обнаружены щелочные дайки [Балуев и др., 2009], подчеркивающие левостороннюю сдвиговую составляющую смещения в момент их формирования.

К югу-востоку от островов Средние Луды расположен Кандалакшский грабен среднерифейского заложения. Формирование этого грабена, а также всего ансамбля рифтовой системы Белого моря связывается с подвижками по пологим сбросам, один из которых выходит на поверхность вдоль Карельского берега [Балуев и др., 2000, 2009]. Район южной кольцевой структуры, включающей локальную петлеобразную структуру в районе полуострова Турьего мыса, являлся участком замыкания рифта в рифейское время.

В девоне при пересечении плитой экватора произошла смена вращения Балтики, что сопровождалось активизацией грабенообразующих разломов [Балуев и др., 2000]. Структурную эволюцию Кандалакшского грабена в девонское время можно представить в виде растущей трещины – разлома на продолжении рифейского грабена в северо-западном направлении до г. Кандалакши, где на окончании разлома образуется новая кольцевая структура. К этим кольцевым структурам, возникшим последовательно, но остающимся «живыми» в течение всего периода активизации, приурочено абсолютное большинство даек. Как это соотносится с глубинным магмообразованием и почему магма или флюиды стремятся в эти тектонически напряженные участки – на этот вопрос пока нет ответа. Согласно предложенной модели пропации рифта центры магматической активности должны последовательно смещаться (изменяться по составу?) от центральных частей к периферии в отдельных кольцевых системах и в северо-западном направлении от «вершины» рифейского грабена (см. рис. 1.44).

Как уже отмечалось, на узловых участках по критерию взаимопересечения даек выделяется несколько генераций. На Кузакоцком участке – две генерации, на Качинном – не менее трех. Дайки каждой генерации заметно различаются по составу, внешнему виду, мощности, по структуре пород и, наконец, по характеру и степени извилистости. Дайки некоторых генераций более прямолинейны и имеют зональное

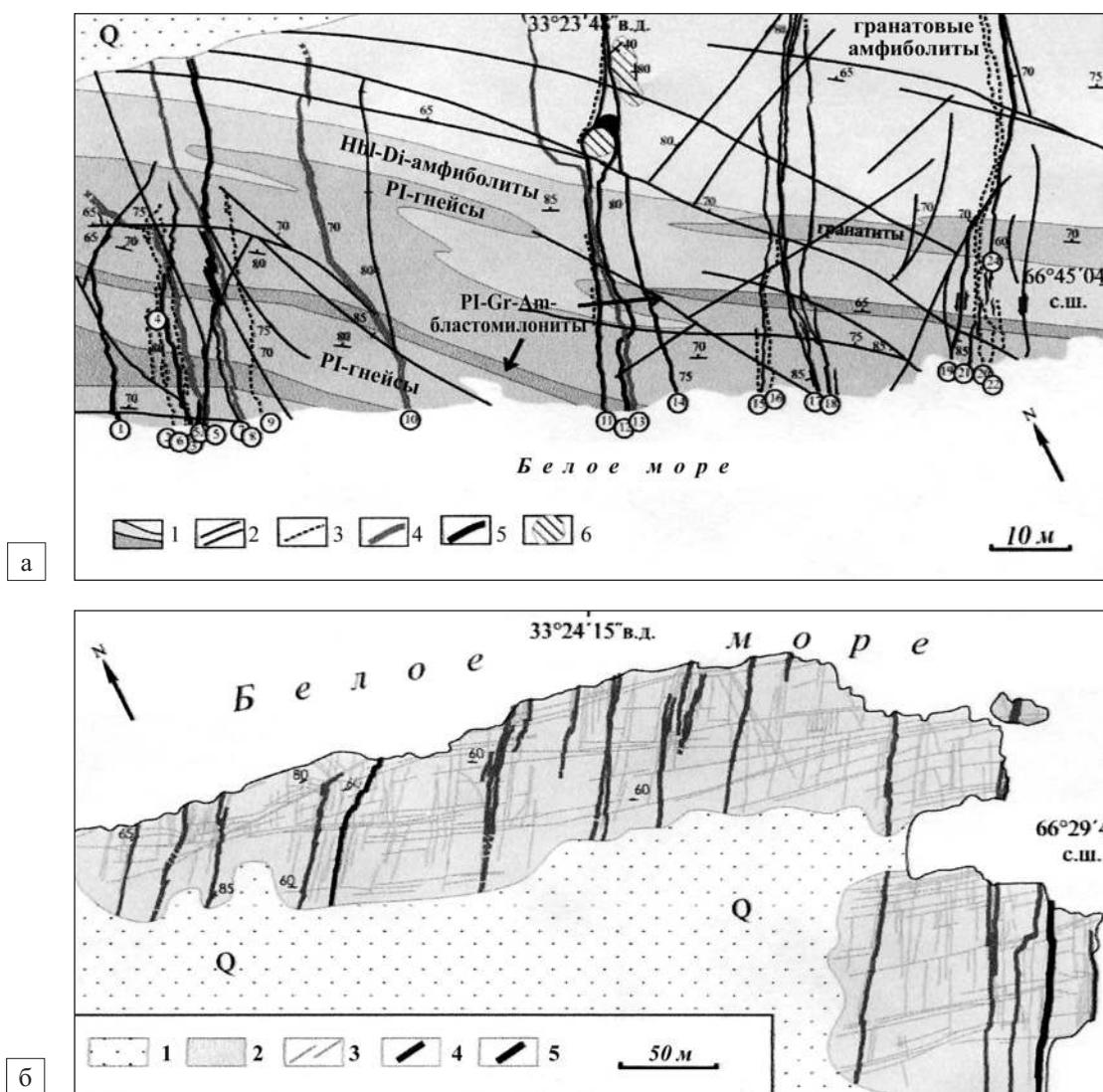


Рис. 1.46. Детальные геологические карты участков наибольшего развития щелочных даек в пределах южной кольцевой структуры [Терехов и др., 2012]:

- а – участок Качинный: 1 – гранатовые амфиболиты и гнейсы Лапландского комплекса; 2 – трещины; 3–5 – дайки щелочных пород: 3 – 4-й генерации, 4 – 3- и 2-й генерации, 5 – 1-й генерации;
- б – трубка взрыва;
- б – участок Кузакоцкий: 1 – четвертичные отложения; 2 – гранито-гнейсы беломорского комплекса (архей-протерозой); 3 – современные трещины; 4–5 – щелочные дайки девонского возраста: 4 – второй и 5 – первой генерации

строение, хотя на общем фоне это является редкостью. Обращает на себя внимание разнообразие составов даек даже в пределах одной генерации. В настоящее время существуют различные подходы к названиям и классификации щелочных пород, применяемые для описания даек данного региона [Бородин и др., 1976; Beard et al., 1998; Моралев и др., 2002; Арзамасцев и др., 2009]. При обсуждении геодинамической позиции магматических источников и эволюции расплавов наиболее информативна классификация по химическому составу, которую мы использовали. По химическому составу в пределах Кандалакшского залива выделяются следующие основные группы пород: пикриты, мелилититы, нефелиниты, базаниты, трахиты и фонолиты, – раньше все эти породы называли лампрофирами [Бородин и др., 1976]. Представительные анализы даек Кандалакшского залива показаны в табл. 1.4 [Терехов и др., 2012]. Более детально данная информация приведена в работах [Beard et al., 1998; Моралев и др., 2002].

Химические составы щелочных даек южной части Кандалакшского залива

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ обр.	192/1	192/2	193/1	202/1	507-4/1	507-9	608	610/12	610/20
SiO ₂	34.39	35.46	42.13	42.25	37.89	37.54	35.80	40.62	46.06
TiO ₂	1.75	1.77	2.05	1.85	1.76	2.55	0.73	2.03	1.98
Al ₂ O ₃	7.88	7.99	8.48	8.42	11.49	10.94	3.55	10.53	12.48
Fe ₂ O ₃ общ.	12.25	12.13	12.71	13.84	12.56	14.67	10.91	11.47	12.50
MnO	0.18	0.18	0.26	0.22	0.19	0.20	0.17	0.16	0.19
MgO	9.15	10.78	15.35	12.78	6.47	6.70	28.78	9.33	6.20
CaO	18.17	16.47	10.14	11.88	12.88	12.51	6.64	12.43	10.24
Na ₂ O	2.61	2.69	1.97	2.11	4.85	4.62	0.44	3.78	5.19
K ₂ O	0.83	0.93	0.23	0.90	1.12	0.54	0.46	1.19	0.51
P ₂ O ₅	0.25	0.26	0.35	0.29	0.56	0.63	0.24	0.36	0.51
ППП	12.84	11.43	6.45	5.46	10.13	8.75	12.11	7.89	3.57
Sc	17	18	20	19	–	–	–	–	–
V	163	175	219	197	–	–	–	–	–
Cr	581	608	812	697	–	–	–	–	–
Co	60	63	68	61	–	–	–	–	–
Ni	244	266	390	242	97	107	1066	100	88
Cu	92	109	127	108	252	287	66	188	183
Zn	101	97	117	119	108	130	63	87	101
Ga	11	11	13	12	16	22	13	16	19
Rb	20	25	6	20	20	10	11	29	32
Sr	538	826	616	1085	787	1183	441	1096	1110
Y	16	17	15	14	19	21	15	16	18
Zr	183	200	229	177	126	210	55	155	223
Nd	77	86	77	79	35	83	26	44	66
Mo	1.97	1.75	2.32	1.34	–	–	–	–	–
Cd	0.25	0.43	0.36	0.47	–	–	–	–	–
Cs	2.71	3.07	2.48	2.02	–	–	–	–	–
Ba	389	413	466	769	486	727	264	992	947
La	70	75	80	86	30	92	24	58	83
Ce	130	139	143	146	56	150	42	110	158
Pr	15.30	16.30	16.70	16.60	–	–	–	–	–
Nd	54	56	59	56	27	68	17	52	71
Sm	7.70	8.10	8.50	7.70	6.50	12	3.00	8.50	12
Eu	2.14	2.25	2.18	2.05	2.00	3.30	0.82	2.30	3.00
Gd	5.76	6.04	6.07	5.62	4.60	7.40	1.90	5.10	6.70
Tb	0.74	0.76	0.76	0.71	–	–	–	–	–
Dy	3.76	3.65	3.71	3.42	–	–	–	–	–
Ho	0.66	0.70	0.66	0.58	–	–	–	–	–
Er	1.75	1.8	1.61	1.52	1.90	2.10	0.94	1.60	2.00
Tm	0.22	0.24	0.21	0.18	–	–	–	–	–
Yb	1.27	1.36	1.22	1.08	1.20	1.40	0.37	1.10	1.30
Lu	0.19	0.19	0.17	0.16	–	–	–	–	–
Hf	4.70	4.85	5.60	4.25	–	–	–	–	–
Ta	4.56	5.11	4.32	4.66	–	–	–	–	–
Pb	2.88	2.46	4.65	4.16	9	11	–	8	8
Th	6.07	6.70	11.14	7.77	–	–	–	–	–
U	1.50	1.67	2.39	1.52	–	–	–	–	–

Примечание. 1–4 – арх. Средние Луды, 5–6 – Кузакоккий участок, 7–9 – Качинный участок. Окислы в мас. %, микроэлементы в ppm (г/т). Прочерк – не определялся.

Ранее было отмечено характерное распределение редкоземельных элементов в дайках Кандалакшского залива [Моралев и др., 2002]. Так, нормированные кривые составов РЗЭ образуют удивительно компактную группу, практически независимую от изменения состава пород (рис. 1.47). В породах изменяются содержания SiO_2 в интервале (30–50%), MgO (28–3%), CaO (18–10%), P_2O_5 (0.7–0.2%), K_2O (1.3–0.5%), Na_2O (6–0.4%), а содержания РЗЭ остаются постоянными. Известно, что в сериях коагматических пород распределение РЗЭ обычно определяется законами кристаллизационной дифференциации – это так называемый магматический фактор, отклонение от этих закономерностей может свидетельствовать о некотором особом режиме формирования щелочных пород.

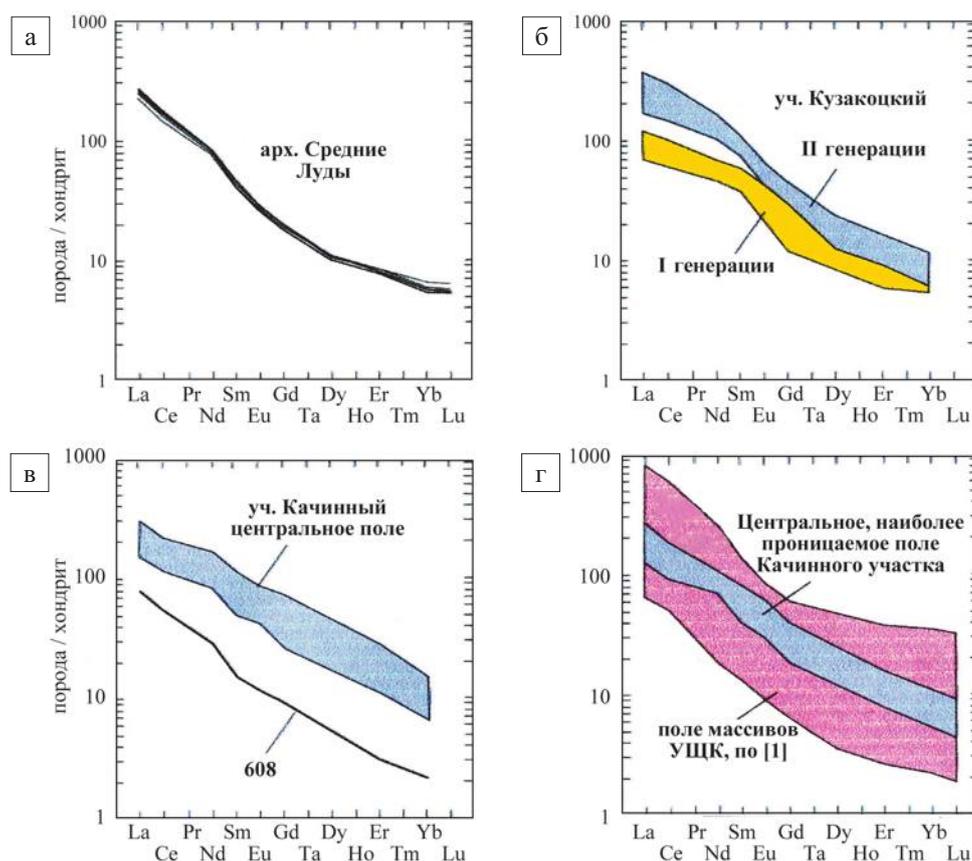


Рис. 1.47. Нормализованные по хондриту графики распределения РЗЭ в щелочных дайках Кандалакшского залива [Терехов и др., 2012]

Высокий (и постоянный) уровень концентраций РЗЭ в щелочных породах может быть объяснен моделью постоянного воздействия глубинного флюида, содержания РЗЭ в котором существенно выше, чем в исходном для даек расплаве. Огромная роль флюидов в формировании щелочных пород Кольского полуострова признается всеми исследователями, однако есть основания связать это явление и с тектонической обстановкой локализации этих даек.

Возможны два варианта механизма воздействия флюидных растворов. Первый – это реакция флюида с консолидированной горной породой (эпигенез), второй – это влияние флюида на расплав, и в этом случае породы имеют «свежий» облик и не несут заметных следов вторичных преобразований. Естественно, что второй вариант более подходит для неизменных даек Кольской щелочной провинции.

На основании результатов структурного анализа предложена модель пространственной и временной связи очагового щелочного магматизма с участками трансенсии и развития кольцевых структур (упоминавшиеся в начале раздела) [Моралев и др., 2002]. Эволюция магматизма согласно этой схеме должна начинаться от центральной части южной кольцевой структуры к ее периферии и далее

к северо-западу по простиранию главного разлома. Когда была предложена эта схема, дайки в центральной части южной кольцевой структуры еще не были известны. В 2007 г. мы впервые обнаружили их на островах Средние Луды. Оказалось, что дайки Средних Луд во многом отличны от даек периферической части кольцевой структуры, что подтвердило выдвинутое нами предположение о направленности эволюции щелочного магматизма. Так, составы даек Средних Луд (табл. 1.4, ан. 1–4) являются более основными (ультраосновными), более магнизиальными, менее глиноземистыми и, главное, менее щелочными. В этом аспекте важны идеи о выделении инициальной серии магматических пород, которые являлись предвестниками щелочной серии [Арзамасцев и др., 2009], так как они содержат меньшие содержания щелочей и РЗЭ.

В нашем случае породы I генерации Кузакоцкого участка и некоторые разности Качинного, развитые за пределами наиболее проницаемой зоны, например, пикриты (проба 608) и дайки островов Средние Луды, могут быть представителями инициальной серии, т. е. являться промежуточными разностями между толеитовой и щелочной сериями. В дальнейшем под влиянием обогащенных РЗЭ флюидов шло образование щелочных расплавов, которые формировали дайки с одинаковым распределением РЗЭ. При этом породы инициальной серии также могли насыщаться РЗЭ. В благоприятных условиях, т. е. на участках локального растяжения, приуроченных к активизированным разломам, из обогащенных расплавов формировались массивы ультраосновных щелочных комплексов (УЩК), происходила магматическая дифференциация с образованием пород с большим разнообразием содержания РЗЭ (рис. 1.47, г) [Терехов и др., 2012].

Магматизм Хибино-Контозерской тектонической зоны. Кроме упомянутых массивов щелочно-ультраосновной формации, пространственно приуроченных к зоне динамического влияния Онежско-Кандалакшского палеорифта, существует группа кольцевых массивов этой же формации, имеющих иную тектоническую позицию. К ним относятся Хибины, Ловозеро, Курга, Контозерский вулcano-плутонический комплекс и массив Ивановской губы на баренцевоморском побережье, которые связаны с крупной Хибино-Контозерской тектонической зоной северо-восточного простирания. Эта зона отчетливо дешифрируется в пределах Кольского полуострова по материалам дистанционного зондирования, а далее к северо-востоку в пределах акватории баренцевоморского шельфа выражена в потенциальных геофизических полях вплоть до южного замыкания Восточно-Баренцевского рифтогенного трога [Балуев, Терехов, 2010].

В пределах этой зоны выявлены многочисленные дайки щелочных лампрофиров и нефелинитов, расположенные в обрамлении массивов и образующие автономные рои к северо-востоку от Хибин, в пределах полосы Курга – Контозеро и далее северо-восточнее контозерского комплекса. Дайки в составе роев имеют в основном северо-восточное простирание. Осадочное выполнение Ивановского грабена также прорывается серией крупных и мелких даек долеритового состава северо-восточного простирания. Для двух близко расположенных даек из этого роя, несмотря на их близкий химический состав по макроэлементам и петрографическим особенностям, определен разный Sm-Nd возраст: 450 ± 15 млн лет и 346 ± 36 млн лет [Терехов и др., 2020]. По своему пространственному положению и ориентировке этот рой даек вписывается в Хибино-Контозерскую разломную зону, которая была активизирована в среднепалеозойское время в период раскрытия Восточно-Баренцевского рифтогенного трога. Весьма вероятно, что Хибино-Контозерская зона является следом пропагации развивавшегося рифта к юго-западу в сторону Балтийского щита с признаками растяжения и проявлениями щелочно-ультраосновного магматизма. Можно предполагать, что в пределах Хибино-Контозерской зоны обстановка растяжения имела место не только в области генерации магм УЩК, но и выше – в коре. Этим можно объяснить совместное появление пород, имеющих разноглубинный источник.

По данным определения изотопного возраста одной из долеритовых даек баренцевоморского роя (389 ± 4 млн лет по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) предполагается среднепалеозойское время внедрения серии долеритовых даек, прорывающих рифей-вендские отложения Ивановского грабена [Арзамасцев и др., 2010]. В пределах акватории Баренцевоморского шельфа на продолжении Хибино-Контозерской зоны севернее Ивановской губы по геофизическим данным выделяется ряд крупных гравимагнитных аномалий, интерпретируемых как интрузии основного и, возможно, щелочного состава, время внедрения которых относится, вероятно, также к среднему палеозою.

Архангельская алмазонасная провинция. Говоря о среднепалеозойском щелочном магматизме, пространственно и генетически связанном с палеорифтовой системой Белого моря, нельзя не упомянуть об Архангельской алмазонасной провинции, которая расположена на юго-восточном продолжении Онежско-Кандалакшской и Керещко-Пинежской рифтогенных зон, которые вместе с кристаллическим фундаментом платформы погружаются в этом направлении под чехол Мезенской синеклизы (см. рис. 1.7).

В Архангельской провинции (Зимнебережный район) в пределах юго-восточной погребенной части РСБМ известные поля кимберлитовых и базальтовых трубок (Золотицкое, Ижмозерское, Турьинское, Ненекское и др.) с сопутствующими им силлами и дайками щелочного состава располагаются на высокостоящих блоках фундамента и в бортах палеорифтовых впадин (рис. 1.48). В пределах Золотицкого поднятия, разделяющего Керещкий и Лешуконский рифтогенные грабены, расположены трубки одноименного поля алмазонасных кимберлитов, трассирующих субмеридиональную разломную зону, сопряженную с прибортовыми сбросами впадин. Непродуктивные трубки кимберлитов и щелочных базальтов Зимнего берега приурочены к прибортовым разломным зонам, ограничивающим Лешуконский грабен с юго-запада.

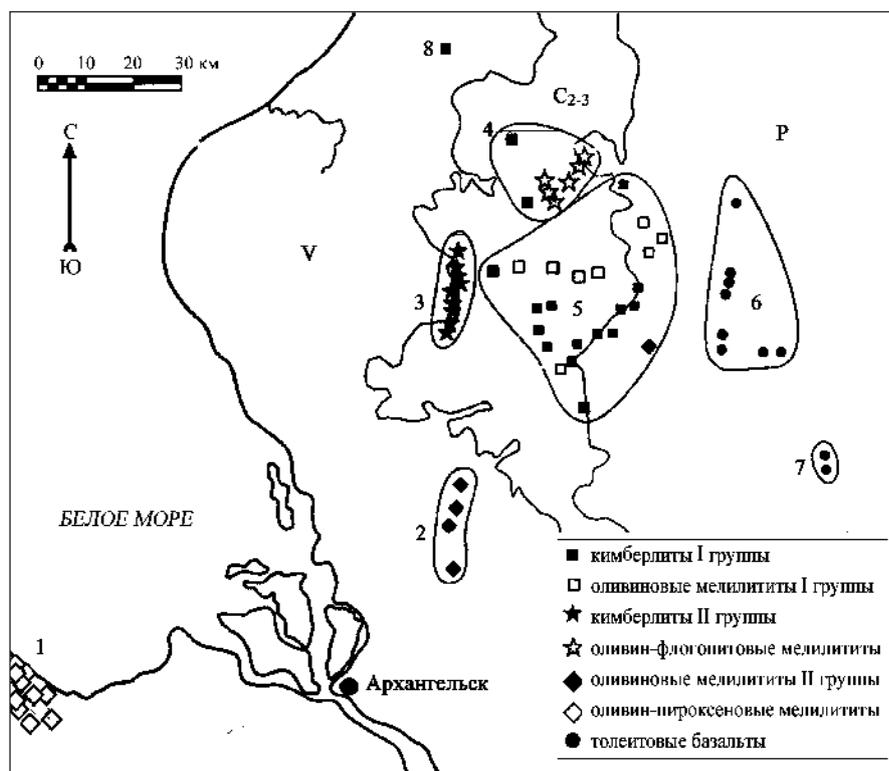


Рис. 1.48. Схема размещения основных видов и геохимических типов магматических пород Архангельской алмазонасной провинции [Архангельская алмазонасная..., 2000]

Поля магматизма: 1 – Нёнокское (Онежский п-ов); 2 – Ижмозерское; 3 – Золотицкое; 4 – Верхотинское; 5 – Кепинское; 6 – Турьинское; 7 – Полтинское; 8 – Мельское

Ненекское поле трубок щелочных базальтов располагается на юго-западном склоне Архангельского свода фундамента и приурочено к северо-восточному борту Онежского грабена. Это поле трубок взрыва щелочных базальтов, близких по составу к мончикитам и анкаратритам [Станковский и др., 1972]. Так же, как и на островах Кандалакшского архипелага, эти породы долгое время разными исследователями относились к грауваккам. В настоящее время в районе Нёноксы известны 23 трубки, которые выполнены брекчиями оливиновых мелилититов и мелилитовых пикритов.

Хотя алмазы в этих трубках не были установлены, долгое время все перспективы алмазонасности юго-восточного Беломорья связывались с Онежским полуостровом. Время внедрения этих трубок – средний палеозой, такое же, как и трубок взрыва Кольского полуострова и Зимнего берега. Таким образом, с эволюцией Онежского рифтогенного грабена связаны, по крайней мере, два проявления внутриплитного магматизма: синрифтовый вулканизм основного состава с возрастом 667 ± 31 млн лет и пострифтовый – щелочно-ультраосновной магматизм, проявившийся в образовании трубок взрыва в период активизации палеорифта в среднем палеозое.

Все трубки провинции прорывают слаболитофицированные отложения вендско-кембрийского возраста (падунская свита). Воздействие трубок на вмещающие породы выражается повышенной трещиноватостью в околотрубочном пространстве с образованием на некоторых участках зон интенсивного дробления. Вокруг некоторых диатрем отмечаются задиры пластов вмещающих пород с амплитудой до 15–20 м. В верхних частях вендских толщ, вмещающих трубки Золотицкого поля, вокруг каждой трубки установлены мульды проседания изометричной формы с площадью, в 6–8 раз превышающей площадь трубки [Архангельская алмазоносная..., 2000].

Большинство трубок перекрыты песчаниками и известняками среднего карбона и перми или рыхлыми четвертичными отложениями, суммарная мощность которых для разных трубок варьирует от 20 до 80 м. Часть трубок Золотицкого поля перекрывается только рыхлыми четвертичными осадками, мощность которых изменяется от нескольких метров на трубках Кепинского поля до 70 м на трубке им. Ломоносова [Архангельская алмазоносная..., 2000].

Выводы по разделу «Внутриплитный магматизм...»

Рассмотрев структурное положение и характер проявлений внутриплитного магматизма в Неоге на территории Беломорского региона, можно отметить следующее:

1. Фиксируются два основных этапа проявления магматизма: позднедокембрийский (рифей-вендский) и среднепалеозойский (девонский), различающиеся как характером внедрения, так и составом магматических пород, но пространственно и генетически связанные с рифтогенными структурами рифейского и девонского заложения.

2. Крайне малочисленные известные проявления неопротерозойского магматизма приурочены к Онежско-Кандалакшскому палеорифту и представляют собой вулканогенные образования основного состава с возрастом 667 ± 31 млн лет в Онежском грабене и на его юго-западном плече дайки брекчиевидных пород основного состава с возрастом формирования 1.10–1.12 млрд лет, отнесенные к флюидизатам. По геофизическим данным в осадочной толще Кандалакшского грабена на глубине 3.5–4 км предполагается залегание магматогенных тел основного состава – вероятных аналогов магматитов Онежского грабена.

Незначительные проявления основного магматизма в период 1.1–0.9 млрд лет в бортовых структурах РСБМ (флюидизаты Онежского грабена и долериты баренцевоморского комплекса) связаны, скорее всего, с воздействием процессов коллизии на раздробленную рифтогенезом часть литосферной плиты Балтики при собирании суперконтинента Родинии.

3. Рассматривая палеорифтовую систему Белого моря как рифтовую систему пассивной окраины древнего континента Балтика с крайне незначительным проявлением синрифтового магматизма, можно отнести ее к амагматичным рифтам. Установлено, что развитие амагматических рифтов приводит к образованию пассивных окраин с сильно утоненной континентальной корой, подстилаемой мантийными частично серпентинизированными породами [Казьмин, Бяков, 1997]. Древним аналогом такой амагматичной рифтовой системы на Восточно-Европейской платформе может служить палеорифтовая система Белого моря, заложенная в позднем докембрии вдоль северо-восточной (в современных румбах) пассивной окраины древнего континента Балтика. В условиях отсутствия или малого количества магматического материала пассивная окраина формируется только за счет растяжения континентальной литосферы и ее утонения в несколько раз.

4. С одной стороны, ареал проявлений в Беломорье внутриплитного щелочно-ультраосновного магматизма в среднем палеозое пространственно связан с областью динамического влияния структур палеорифтовой системы Белого моря и представляет собой некий овал, вытянутый вдоль простирающихся рифтовых структур, в пределах которого по составу и характеру проявления магматизма намечается концентрическая зональность [Балуев и др., 2012].

С другой стороны, среднепалеозойский магматизм на Кольском полуострове может быть связан с рифтогенно-плюмовыми процессами, которые привели к образованию Восточно-Баренцевского рифтогенного трога с накоплением в центре прогиба мощных толщ траппового типа и относительно однообразных по составу базальтов на плечах рифта: на Новой Земле, Пайхое, Тимане, Фенноскандинавском

щите, Шпицбергене. На всех этих участках по периферии развития базальтов расположены проявления щелочного магматизма. Щелочные породы являются отголоском гигантского траппового события, предопределившего формирование Баренцевоморской впадины [Терехов и др., 2020].

1.4. ОБЛАСТЬ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА С ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМОЙ

На северо-востоке Беломорского региона проходит граница между Восточно-Европейским кратоном (платформой) с фундаментом раннедокембрийской консолидации и Западно-Арктической платформой с более молодым фундаментом байкальской (кадомской) консолидации. В районе Белого моря зона сочленения этих структур прослежена по геофизическим данным в области акватории Воронки Белого моря и полуострова Канин. Область сочленения и взаимодействия Восточно-Европейского кратона (ВЕК) и Западно-Арктической платформы (ЗАП) не является единым структурным швом, а включает в себя как «объемные», так и разделяющие их «линейные» тектонические элементы. С СВ на ЮЗ выделены: «линеамент Тролльфьорд-Рыбачий-Канин» (линия Соколова), «зона перикратонного опускания ВЕК», «линеамент Карпинского», «Мурманский блок Фенноскандинавского щита» (рис. 1.1). Тектонике области сочленения этих структур посвящена работа [Балуев и др., 2016].

Линеамент Тролльфьорд-Рыбачий-Канин (ТРК) (именуемый также «линией Соколова» [Митрофанов и др., 2004] или больше известный в западной литературе как разлом Тролльфьорд-Комагельв [Siedlecka, 1985; Siedlecka, Roberts, 1992]) является одним из крупнейших конвергентных структурных швов, и именно он фиксирует непосредственное соприкосновение Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы. На перешейке между полуостровами Средний и Рыбачий и в юго-восточной части полуострова Рыбачий шов выражен взбросо-сдвигом; в юго-восточном направлении линеамент прослеживается в потенциальных геофизических полях через акваторию Баренцева моря и полуостров Канин, а еще восточнее переходит в Западно-Тиманский глубинный разлом [Сенин, Шипилов, 1993; Оловянишников, 2004]. Прослеживается шов и в северо-западном направлении на полуострове Варангер.

Линеамент Карпинского (ЛК) ограничивает Мурманский блок с северо-востока и выражен системой молодых сбросов, трассирующихся вдоль северного края Кольского полуострова. ЛК является границей между Фенноскандинавским щитом и областью перикратонного опускания ВЕК. Область перикратонного опускания выражена серией ступеней, формируемых сбросами и сбросо-сдвигами, по которым поверхность архейского основания ступенчато погружается к северу и северо-востоку под покров верхнерифейских, вендских (?) и фанерозойских образований платформы. С северо-востока область перикратонного опускания ограничена взбросо-сдвиговой зоной линеамента Тролльфьорд-Рыбачий-Канин.

С точки зрения геодинамической позиции край Фенноскандинавского щита, а именно **Мурманский блок** и его ограничения, также расположен в пределах зоны взаимодействия ВЕК и ЗАП в ходе их тектонической эволюции. Мурманский блок по составу пород и по структуре отличается от других доменов Фенноскандинавского щита. Блок сложен породами гранитного облика: плагиогранитами, мигматитами, чарно-эндербитами, с редкими включениями амфиболитов и, возможно, гранулитов. Природа Мурманского блока дискуссионна. Благодаря экзотическому по отношению к Фенноскандинавскому щиту составу породных комплексов, подковообразному структурному рисунку и признакам сдвиговых перемещений Мурманский блок рассматривается нами как крупный плито-поток, причлененный к телу Фенноскандинавского щита по сдвиговой зоне «Колмозеро-Воронья». В современной морфоструктуре Мурманский блок представляет собой «краевой вал», компенсирующий перикратонное опускание ВЕК, или плечо палеорифтового грабена, протягивающегося в пределах акватории Баренцева моря вдоль побережья Кольского полуострова.

Западно-Арктическая платформа объединяет три главных тектонических элемента: Баренцевскую (Свальбардскую), Тимано-Печорскую и Карскую (Северо-Карскую) плиты [Сенин, Шипилов, 1993; Шкарубо, Шипилов, 2007], входившие, как считают в последнее время многие авторы [Кузнецов, 2006, 2009; Балуев и др., 2010, 2012; Филатова, Хаин, 2010 и др.], в состав древнего палеоконтинента

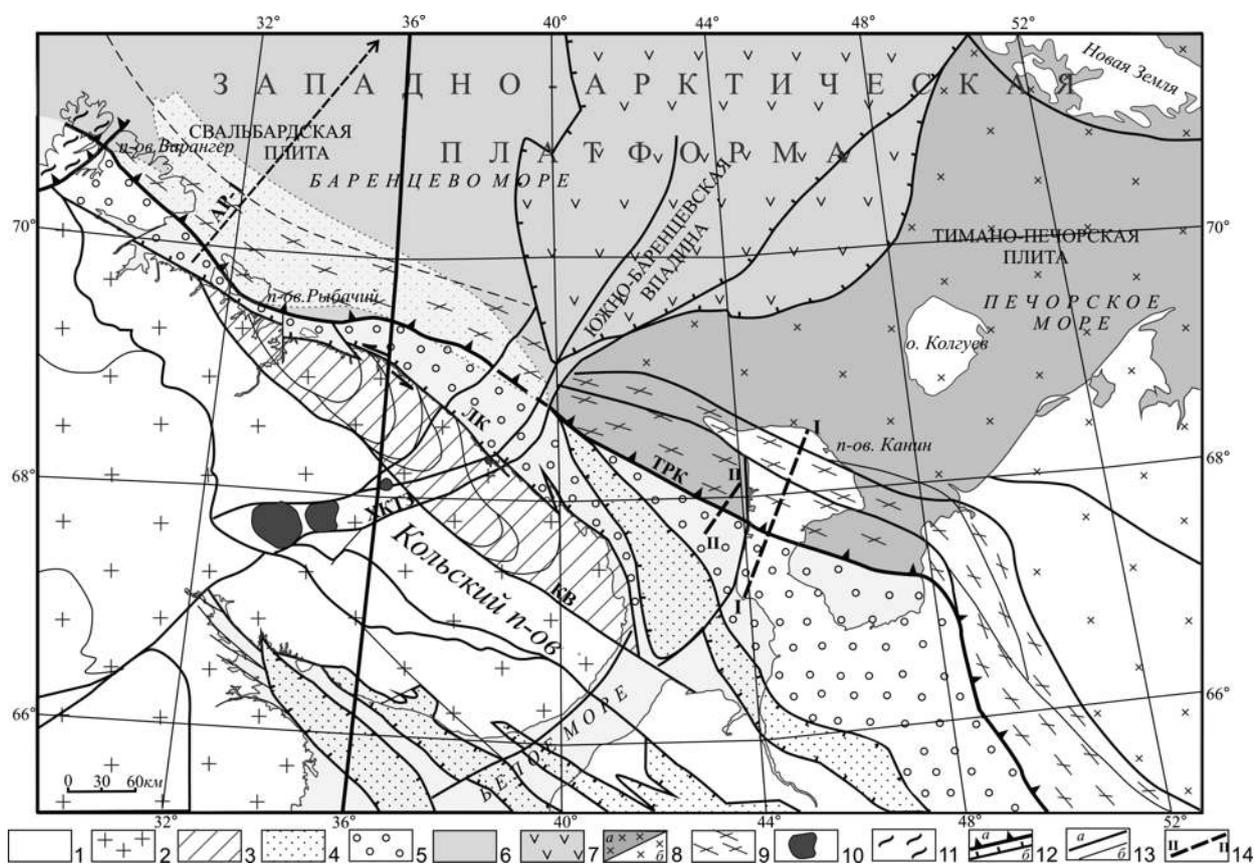


Рис. 1.49. Схема тектоники области сочленения Восточно-Европейского кратона с Западно-Арктической платформой:

1 – плитная часть ВЕК; 2 – Балтийский щит; 3 – Мурманский блок Фенноскандинавского щита; 4 – рифейские грабены палеорифтовой системы Белого моря (1 – Кандалакшский, 2 – Керецкий, 3 – Лешуконский, 4 – Усть-Мезенский, 5 – Понойский); 5 – перикратонный прогиб; 6 – Свальбардская плита ЗАП; 7 – Южно-Баренцевская рифтогенная впадина; 8 – Тимано-Печорская плита ЗАП (а – шельфовая часть, б – сухопутная часть); 9 – тиманиды; 10 – массивы щелочно-ультраосновной формации; 11 – норвежские каледониды; 12–13 – шовные зоны и разломы: 12 – с установленной кинематикой (а – взбросо-надвиги, б – сбросы); 13 – с неуставленной кинематикой (а – основные, б – прочие); 14 – местоположение профилей, приведенных в данной главе. Буквенные обозначения: ТРК – линиямент Трольльборд-Рыбачий-Канин, ЛК – линиямент Карпинского, КВ – шовная зона Колмозеро-Воронья, ХКТЗ – Хибино-Контозерская тектоническая зона

Арктида, причлененного в конце венда – начале кембрия (?) к раннекембрийскому остоу Восточно-Европейского кратона – Балтике, сформировавшего композитный палеоконтинент Аркт-Европа. Впоследствии Арктида распалась при формировании циркумполярного бассейна Северного Ледовитого океана, оставив причлененным к ВЕК свой фрагмент в виде Западно-Арктической платформы с более молодым гетерогенным фундаментом. Структурно-тектонический каркас Западно-Арктической платформы и основной набор ее элементов строения сложился в раннекембрийскую эпоху тектогенеза. Свальбардская (Баренцевская) плита сформировалась на гетерогенном основании, в состав которого входят блоки как гренвильского, так и, не исключено, байкальского (тиманского) фундамента [Объяснительная записка..., 1996; Шкарубо, Шипилов, 2007]. На юге Баренцевской плиты (в пределах Канино-Варангерского складчатого пояса тиманид) предполагается полоса байкальского (тиманского) фундамента – Кольско-Финмаркенский мегаблок. Тимано-Печорская плита (ТПП) возникла на месте обширной области байкальской (кадомской) складчатости, простиравшейся от Западно-Тиманского краевого шва на юго-западе до Байдарацкого глубинного разлома на северо-востоке. Современные Баренцевская плита и морская часть Тимано-Печорской плиты получили развитие уже как шельфовые плиты. В этом смысле им полностью соответствует термин «плита» в его классическом понимании, отвечающий части платформы (древней или молодой), перекрытой осадочным чехлом [Шкарубо, Шипилов, 2007]. Такой же трактовки названных плит придерживаются и авторы.

Вдоль шва ТРК Восточно-Европейскую платформу с северо-востока обрамляет **Канино-Тиманский (Канино-Варангерский) складчатый пояс**, протягиваясь от полуострова Варангер в Северной Норвегии до Полюдова кряжа на Урале, захватывая краевую приграничную область Западно-Арктической платформы, включая Свальбардскую и Тимано-Печорскую плиты. Его существование более ста лет назад предположил Ф. Н. Чернышев [1902]. Н. С. Шатский в ряде работ [Шатский, 1946 и др.] последовательно проводил идею о принадлежности этого горного пояса к позднедокембрийским байкальским складчатым сооружениям и предложил дать ему название «тиманиды». Между тем геодинамика геологического развития этой области долгие годы являлась дискуссионной.

Впоследствии Н. С. Шатский отказался от представления о тиманидах как о складчатом поясе в пользу авлакогена [Шатский, 1964], однако В. Н. Пучков [Puchkov, 1997] вернул в обиход забытый термин как альтернативу термину байкалиды, малоприспособленному для точных корреляций, сопоставив их с поздневендскими структурами кадомид Северо-Западной Гондваны [Пучков, 2003]. Термин «тиманиды» был затем принят международной группой исследователей в рамках проекта ТИМПЕБАР. В последнее десятилетие в литературе они фигурируют под названием Тиманский ороген [Gee, Pease, 2004] или ороген Протоуралид-Тиманид [Кузнецов, 2006] с возрастным интервалом кристаллических комплексов орогена примерно 510–750 млн лет [Орлов и др., 2011].

Глубинный сейсмотомографический разрез литосферы Восточно-Европейской платформы, пересекающий ее по меридиану 36° в. д. [Цветкова и др., 2010], несмотря на то, что фактически отражает современное строение литосферы, на участке баренцевоморского шельфа содержит определенные элементы своей структуры, позволяющие интерпретировать их как сочленение надвигового характера двух литосферных плит – Восточно-Европейской и Западно-Арктической (рис. 1.50). Между широтами 70° и 75° наблюдается «скупивание» литосферы и значительное увеличение мощности низкоскоростного слоя Голицына-Гейко, что может свидетельствовать о «запечатанном» в мантии коллизионном событии, произошедшем на рубеже венда и кембрия (?) при столкновении Балтики с Арктидой.

На полуостровах Варангер, Рыбачий, Канин и на Тиманском кряже обнажаются осадочно-метаморфизованные складчатые образования, отождествляемые с тиманидами. К выходам на поверхность складчатых пород рифея на полуостровах Канин и Рыбачий приурочены положительные линейные аномалии гравитационного поля. Здесь выделено две структурно-формационные зоны, характеризующиеся определенной спецификой состава и тектонически отделенные друг от друга разломом ТРК:

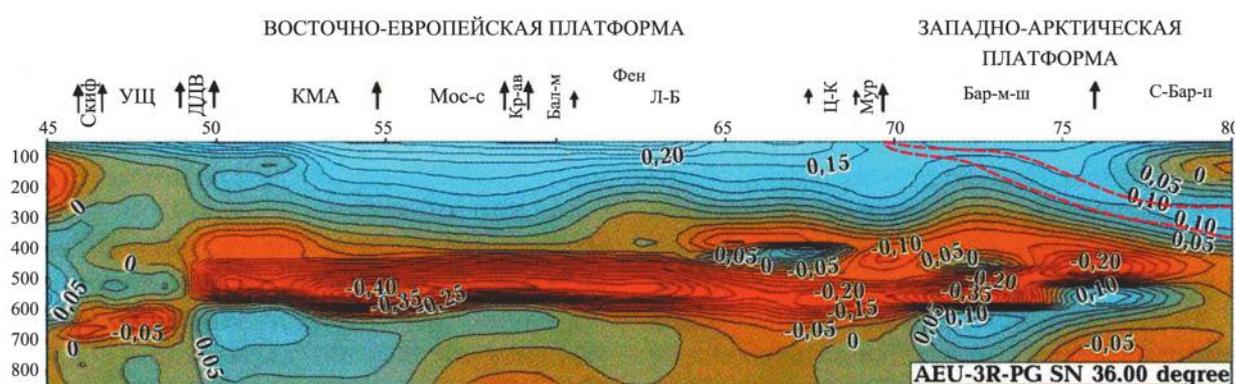


Рис. 1.50. Глубинный сейсмотомографический разрез Р-скоростной модели литосферы Восточно-Европейской платформы и ее северного обрамления по меридиану 36° в. д. (по: [Цветкова и др., 2010] с незначительными дополнениями)

Штриховая линия – предполагаемый внутрилитосферный раздел зоны сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ. Буквенные обозначения: Скиф – Скифская плита, УЩ – Украинский щит, ДДВ – Днепровско-Донецкая впадина, КМА – Курская магнитная аномалия, Мос-с – Московская синеклиза, Кр-ав – Крестовский авлакоген, Бал-м – Балтийское море, Фен – Фенноскандинавский щит, Л-Б – Лапландско-Беломорский пояс, Ц-К – Центральное-Кольский блок, Мур – Мурманский блок, Бар-м-ш – Баренцевоморский шельф, С-Бар-п – Северо-Баренцевский прогиб. Цифры по горизонтали – широта в градусах, по вертикали – глубина в км. Цифры на изолиниях – условные единицы (невязки скоростей в км/с). Местоположение разреза см. на рис. 1.1: меридиан 36° в. д. выделен жирной линией

1. Внешняя (Кильдинская) структурно-формационная зона – это зона развития континентальных и предельно мелководных морских отложений (кильдинская и волоковая серии), в некоторых случаях стратиграфически налегающих на раннедокембрийские образования Фенноскандинавского щита. На полуострове Варангер эта зона называется зоной Танафьорд-Варангерфьорд [Siedlecka et al., 1995; Roberts, Siedlecka, 1999]. На юго-востоке она продолжается на полуостров Средний и о. Кильдин как Кильдинская зона.

2. Внутренняя (Рыбачинская) структурно-формационная зона – это зона развития более глубоководных образований (эйновская и боргоутная серии). На полуострове Варангер эта зона называется зоной Баренцшавс (или Баренц-си). На юго-восток она продолжается на полуостров Рыбачий как Рыбачинская зона. В пределах полуостровов Средний и Рыбачий установлено, что структуры и комплексы этой зоны надвинуты в юго-западном направлении на структуры и комплексы Кильдинской зоны. Этот структурный парагенез сформировался в результате направленного на юго-запад тектонического смещения масс, произошедшего на рубеже венда и кембрия [Кузнецов, 2008].

Согласно геофизическим данным зона разлома ТРК на полуострове Канин проходит чуть юго-западнее гряды мысов Западные Лудоватые и перекрыта четвертичными отложениями. В пределах Тиманского мегаблока мощность земной коры составляет 38–40 км [Государственная..., 2003]. Шельфовая часть плиты также имеет кору континентального типа, и ее мощность изменяется в том же диапазоне. Верхний слой консолидированной земной коры представлен карельским и байкальским структурными комплексами, при этом карельский комплекс подстилает байкальский на глубине 8–10 км. Фундамент Канино-Северотиманского мегавала сложен осадочно-метаморфическими рифейскими породами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев, частично эпидот-амфиболитовой, создающими слабо отрицательный фон магнитного поля. Породы фундамента выступают в сильно эродированной сводовой части мегавала. Амплитуда поднятия составляет около 1 км.

Канинский горст (вал 30×200 км) вытянут в северо-западном направлении, асимметричен, разбит множеством разломов, ортогональных простиранию. Свод его слагают слабометаморфизованные породы рифейского фундамента (рис. 1.51). Докембрийские образования полуострова Канин слагают разрезы двух структурных ярусов: нижнедокембрийского, предположительно нижнепротерозойского (микулкинская серия) и верхнепротерозойского (тархановская и табуевская серии). Для определения времени формирования терригенных отложений полуострова Канин было проведено **U-Pb датирование** детритовых цирконов из отложений гнильской свиты, входящей в состав табуевской серии. Гнильская свита, слагающая верхнюю часть докембрийского разреза хребта Канин Камень, представлена толщей зеленовато-серых сланцев кварц-серицит-хлоритового, серицит-хлоритового, серицит-хлорит-кальцитового составов с прослоями доломитистых песчаников и алевритистых кварцито-песчаников. Нижний предел «седиментационного» возраста гнильской свиты определен по минимальным возрастам цирконов. Средневзвешенный возраст трех самых молодых зерен из изученных цирконов, равный 1117 ± 140 млн лет, дает основание считать, что накопление осадков, слагающих гнильскую свиту, могло происходить в конце среднего рифея, но наиболее вероятно в позднерифейское время [Андреичев и др., 2017].

Глубокометаморфизованные породы микулкинской серии слагают ядро Микулкинской антиклинали (купола) на юго-восточной оконечности Канинской гряды. На основе U-Pb датировок цирконов из гнейсов микулкинской серии установлено, что они сформировались в результате трех последовательно проявившихся метаморфических событий, имевших место в интервале 1994–1764, 1372–1338 и 1280–1080 млн лет назад [Пыстин, Пыстина, 2006]. Весьма вероятно, что Микулкинский купол представляет собой такую же протрузию раннедокембрийского кристаллического фундамента Восточно-Европейского кратона, вышедшую к поверхности в зоне сочленения двух континентальных плит, как и массив дезинтегрированных гранитоидов Вестник в зоне разлома ТРК на перешейке между полуостровами Средний и Рыбачий [Балуев и др., 2020].

Юго-западное крыло Канинского горста крутое, иногда запрокинутое, осложнено взбросо-надвигом (Главный Канинский разлом) и перекрыто отложениями перми, триаса и средней юры. Разлом имеет выдержанное простирание $290\text{--}300^\circ$ СЗ и четко фиксируется крутым уступом клифа. К зоне разлома приурочены многочисленные кварцевые жилы того же СЗ простирания, а к центральной

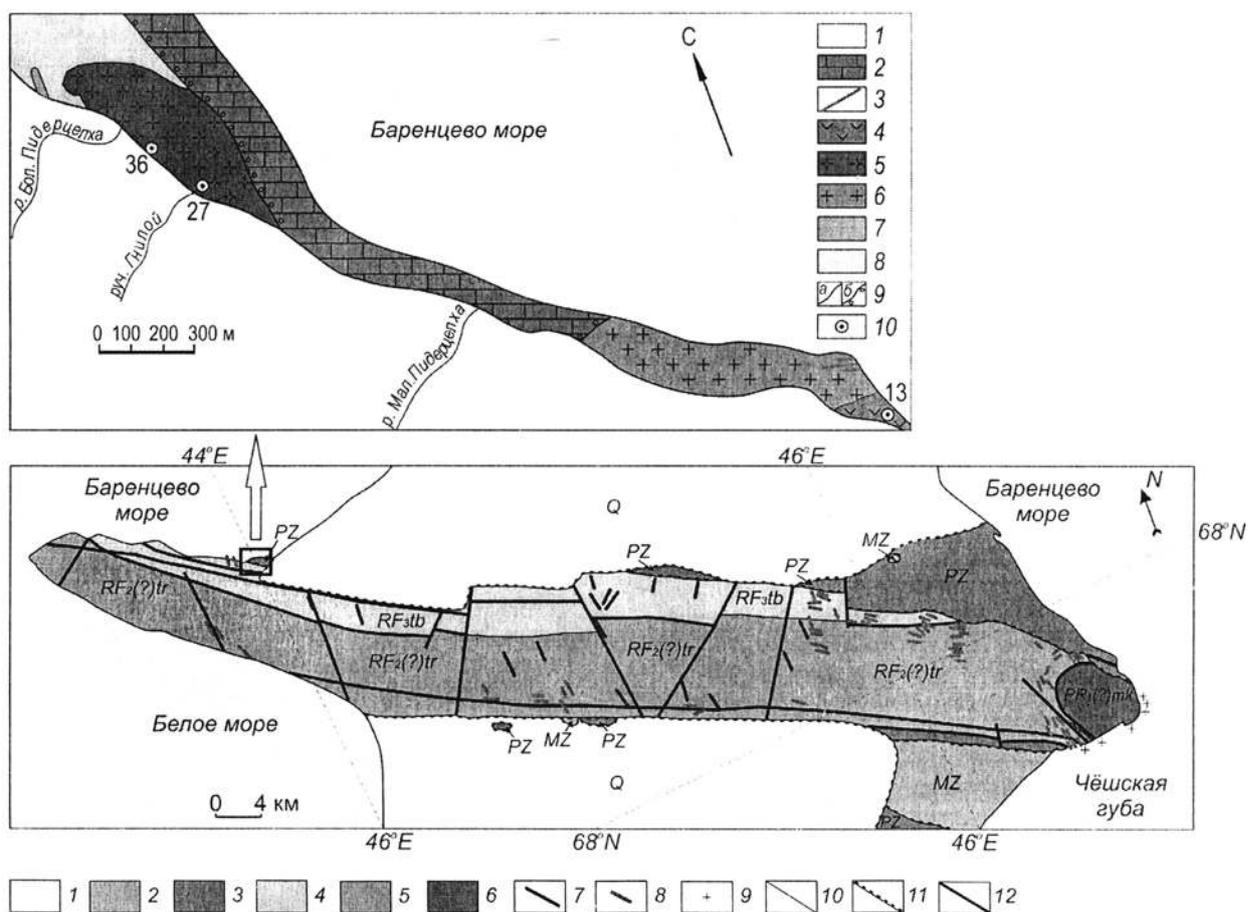


Рис. 1.51. Геологическая схема хребта Канин Камень [Андреичев и др., 2018]:

1–6 – стратифицированные образования: 1 – четвертичные (Q); 2 – мезозойские (MZ – нижний триас – верхняя юра); 3 – палеозойские (PZ – нижний силур – верхняя пермь); протерозойские: 4 – табуевская серия (R_3 tb) – кварцито-песчаники, сланцы; 5 – тархановская серия (K_2) – кварцитпесчаники, сланцы; 6 – микулкинская серия (PR, mk) – гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты; 7–9 – интрузивные тела: 7 – дайки девонских долеритов; 8 – дайки докембрийских метадолеритов; 9 – жилы пегматитов; 10 – геологические границы; 11 – стратиграфические несогласия; 12 – разломы

На врезке. Схема геологического строения участка распространения интрузивных пород в северо-западной части п-ова Канин: 1 – четвертичные отложения; 2 – известняки нижней перми; 3 – дайки лампрофиров; 4 – монцогаббро и монзониты; 5 – серые средне- и мелкозернистые граниты; 6 – розовые крупно- и среднезернистые граниты; 7 – метадолериты; 8 – ставролит-гранат-кварц-биотитовые сланцы табуевской серии; 9 – геологические границы (а – интрузивные, б – трансгрессивное налегание); 10 – точки отбора проб

и юго-восточной частям зоны – будинированные тела метабазитов. Главный разлом состоит из ряда субпараллельных взбросо-надвигов с наклоненными на СВ плоскостями скольжения и примыкающими к ним узкими зонами изоклинальных складок. Зона разлома практически на всем протяжении сопровождается тектоническими брекчиями и катаклазитами. Рифейские породы изменены преимущественно в эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма [Оловянишников, 2004].

Северо-восточное крыло Канинского горста имеет несколько иное строение. Разлом, проходящий вдоль ограничивающего с СВ уступа клифа, четко выражен в магнитном поле в виде узкой зоны положительных линейных аномалий и сопровождается зонами интенсивной трещиноватости, распространением новообразованного магнетита и пирротина, широким развитием тектонических брекчий и катаклазитов. В зоне разлома породы нередко поставлены «на голову» и запрокинуты. К северо-востоку от разлома фиксируется еще целая серия разломов СЗ простирания, проходящих параллельно простиранию хребта. В целом же этот разлом представляет собой зону транспрессии (правостороннего сдвига с сжатием) северо-западного простирания.

В северо-западной части полуострова на побережье Баренцева моря в зоне этого разлома находится выход двуслюдяных гранитов, монцонитоидов и лампрофиров, интрузирующих метатерригенные образования табуевской серии. U-Pb датирование цирконов из этих интрузивных образований определило возраст гранитов 883 ± 16 млн лет, что соответствует началу позднего рифея. Возраст монцогаббро составил 505 ± 7 млн лет, а лампрофиров – 504 ± 7 млн лет [Андреичев и др., 2018].

Северо-восточное пологое крыло Канинского горста сложено силурийскими, франскими и каменноугольными породами, осложнено более мелкими складками и дизъюнктивами. Поверхность вала сильно эродирована. По данным сейсморазведки и гравиметрии, складчатые структуры Канинского вала отчетливо прослеживаются на 20–30 км в северо-западном направлении на Кольском шельфе. Судя по характеру аномалий гравитационного поля, структуры вала срезаются зонами разломов северо-восточного (Хибино-Контозерского) и субширотного направлений и «затухают» [Балуев и др., 2012].

К юго-западу от Канинского вала за зоной Главного разлома выделяется Шойнинская ступень. Как гипсометрически на современном дочетвертичном срезе, так и в структурном плане Шойнинская ступень опущена по сравнению с Канинским горстом. По результатам комплексной интерпретации сейсморазведки и гравиметрии предполагается глубина депрессии Шойнинской ступени до 2.5 км, а также развитие в ее пределах довольно мощной толщи субплатформенных образований рифея. Депрессия асимметрична – ее осевая наиболее погруженная часть прижата к Канинскому валу. В отличие от Канинского горста для Шойнинской ступени характерно близгоризонтальное залегание пород, значительно меньшая степень метаморфизма. Этот блок, по-видимому, отвечает так называемой Западной структурно-формационной зоне Тимана. К северу от Главного разлома выделяется Восточная структурно-формационная зона Тимана. Блок разбит серией глубинных разломов северо-западного простирания, обуславливающих линейно-блоковое строение структуры, среди которых выделяются такие структуры второго порядка, как Меснинский грабен и горст мысов Лудоватых (рис. 1.52).

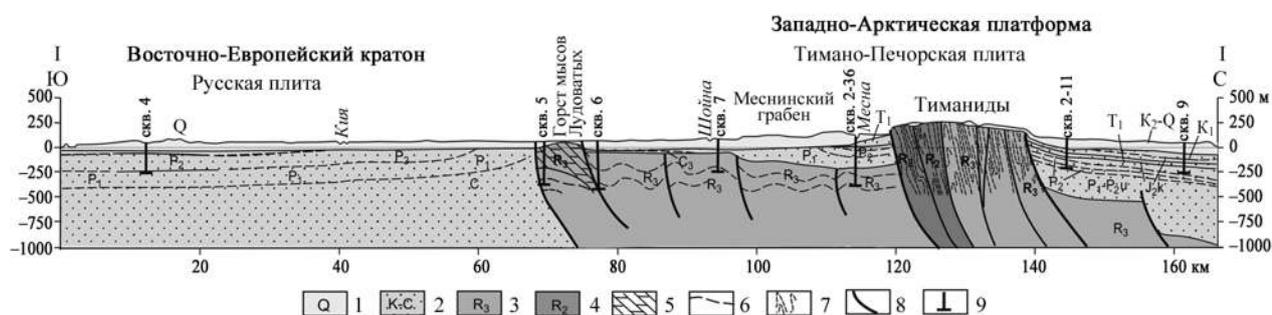


Рис. 1.52. Геологический разрез I–I через полуостров Канин [Балуев и др., 2016]:

1 – четвертичные флювиогляциальные отложения; 2 – палеозой-мезозойский осадочный комплекс платформенного чехла; 3 – верхнерифейские метаосадочные образования; 4 – среднерифейские метаосадочные образования тиманиды; 5 – верхнерифейские строматолитовые доломиты горста мысов Лудоватых; 6 – геологические границы между разновозрастными слоями осадочного чехла; 7 – пликативные дислокации; 8 – разломы; 9 – скважины. Положение разреза I–I см. на рис. 1.49

Поверхность рифейского фундамента в Меснинском грабене полого погружается на северо-восток к зоне Главного разлома, в горсте мысов Лудоватых рифейские образования выведены на дочетвертичную, а частично и на дневную поверхность. Сама горстовая гряда сложена карбонатной (доломитовой) толщей позднерифейского возраста, относящейся к карбостромовой формации, которая перекрывается и частично замещается по простиранию мощной толщей карбонатно-терригенных и терригенных пород верхнего и терминального рифея. Доломитовая толща мысов Лудоватых ограничена по простиранию разломами северо-западной ориентировки и смята в складки. Эта толща относится к образованиям континентального склона и деформирована в приразломной зоне [Оловянишников, 1998]. К северо-западу от мыса Лудоватого в акватории Белого моря сейсмическим профилированием [Балуев и др., 2012] выявлены приразломные дислокации в осадочной толще венд-палеозойского чехла, примыкающего непосредственно к плоскости субвертикального

взброса горста мысов Лудоватых (рис. 1.53). Меснинская депрессия сложена палеозойскими, преимущественно ассельско-артинскими и верхнепермскими комплексами мощностью до 1000 м. В восточной части, граничащей по разлому с Канинским горстом, сохранились триасовые и среднеюрские отложения незначительной мощности. Подстилающий их рифейский фундамент слагает метаморфический комплекс пород, объединенных в кийскую серию. Кийская серия представлена мелко-тонкозернистыми сланцами (филлитами) с подчиненными кварцитами и доломитами, часто строматолитовыми. Сланцы, как правило, кварц-серицит-графитового состава, иногда магнетитсодержащие. Породы серии подвергнуты зональному метаморфизму начальной стадии зеленосланцевой фации [Оловянишников, 2004].

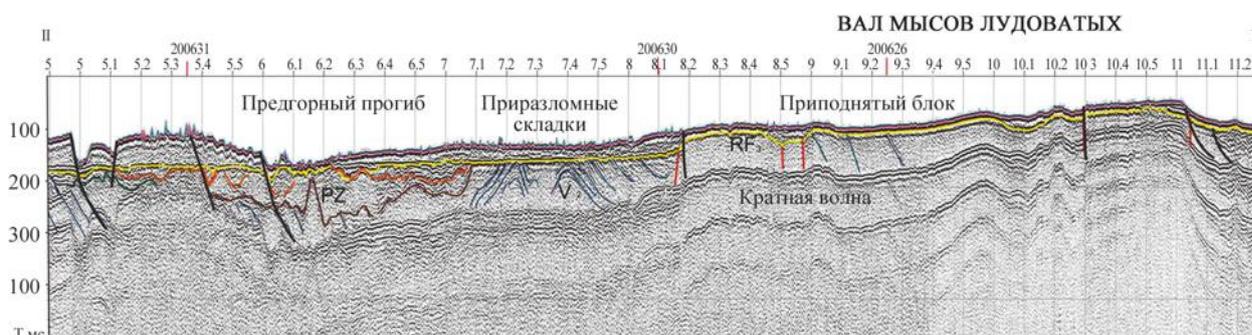


Рис. 1.53. Сейсмоакустический профиль 200401, демонстрирующий взаимоотношения горста мысов Лудоватых и венд-палеозойского чехла в зоне сочленения тиманид с перикратонным прогибом (см. положение профиля II–II на рис. 1.49)

Несмотря на то что породы фундамента в пределах депрессии вскрыты преимущественно скважинами, по описаниям керна пород можно сделать вывод, что породы серии дислоцированы с элементами складчатости, а многочисленные зоны рассланцевания до слюдястых сланцев свидетельствуют о тектонических подвижках (проскальзывании), как послойных, так и по складчатости. Скорее всего, судя по стратиграфическому расчленению толщи, ее слагают пакеты склоновых образований, надвинутых на юго-запад в сторону платформы. Состав моставихинской толщи (темно-серые до черных с шелковистым блеском, часто жирные на ощупь, графитсодержащие кварц-серицитовые и серицит-кварцевые сланцы), входящей в состав кийской серии фундамента, угол падения рассланцевания пород к оси керна (до 45°) говорят о том, что, вероятнее всего, эта толща претерпела приразломные преобразования в зоне взбросо-надвига. Такие же породы, смятые в пологие антиклинальные и синклинальные складки северо-западного простирания с амплитудой от нескольких метров до десятков метров, обнажаются по побережью Белого моря в северо-западной части полуострова Канин [Балуев и др., 2016].

Таким образом, на полуострове Канин, так же как и на полуостровах Средний и Рыбачий, наблюдаются в фундаменте структуры транспрессионного режима, созданного при надвигании горных масс с северо-востока на юго-запад на край Восточно-Европейского кратона, разница лишь в более высокой степени метаморфизма пород, слагающих фундамент полуострова Канин, достигающей эпидот-амфиболитовой фации. Вероятно, это объясняется «косой» коллизией сталкивающихся литосферных плит при формировании Тиманского орогена.

Анализ геолого-геофизического материала и данных по строению и эволюции области сочленения ВЕП и ЗАП говорит о том, что эта область представляет собой сложно построенный ансамбль коровых и литосферных блоков, обладающих геодинамической автономностью и внутренней объемной подвижностью, а зоны разломов, разделяющие их, являются в настоящее время внутриплитными структурными швами. Несмотря на то что описанные структурные швы интерпретируются как тектонические швы (сутуры), отражающие коллизионное взаимодействие литосферных плит и, соответственно, геодинамику «межплитных» процессов, в них не обнаружены породы офиолитовой ассоциации. Подобные структуры были описаны и в пределах внутриплитных участков платформ

и подвижных поясов, однако породы офиолитовой ассоциации им не свойственны, и они, по современным представлениям, отражают своим существованием «внутриплитное» взаимодействие сегментов земной коры и литосферы [Леонов, 1990]. Их особая роль состоит не только в своеобразии их внутренней структуры и пространственного расположения, но также и в том, что они определяют внутреннюю делимость литосферы, уменьшая ее относительную жесткость. Однажды возникнув, эта делимость (дискретность) становится важным фактором, контролирующим многие закономерности проявления структурообразующих, геодинамических и минерагенических процессов [Леонов, 2012].

Относительно строения и тектонической эволюции зоны сочленения двух платформ с разновозрастными фундаментами можно отметить следующее [Балуев и др., 2016]:

1. В результате исследований последних лет были установлены признаки надвигового перемещения толщ не только в самой шовной зоне ТРК и на полуострове Рыбачий, представляющей собой фрагмент складчато-надвигового пояса тиманид, но и к юго-западу от них в верхнерифейских и вендских терригенных толщах, слагающих полуостров Средний и относящихся к перикратонному прогибу ВЕП.

2. Зафиксированы две фазы складчато-надвиговых деформаций с элементами левосдвиговых смещений, связанные с проявлениями активности и эволюцией линеаментного шва, разделяющего полуострова Средний и Рыбачий. Наличие разно ориентированных разрывно-складчатых систем в зоне разлома здесь свидетельствует о полистадийном деформационном развитии и может быть объяснено как минимум двукратным изменением кинематики смещений по разлому.

3. Большое значение имеет выявление в зоне разлома ТРК массивов дезинтегрированных гранитов, первично принадлежащих архейскому кристаллическому фундаменту и впоследствии тектонически «выжатых» в верхние горизонты коры в виде протрузий. Тела плагиогранитов образуют полого залегающие пластины, «вклиненные» между толщами рифейских отложений. Тела плагиогранитов претерпели наложенные складчато-разрывные деформации обеих кинематических стадий и свидетельствуют о проявлении мощного тектонического события, предшествовавшего складчатости и двухэтапным сдвиговым перемещениям по зоне разлома ТРК – шарьированию толщ рифея с севера на юг в сторону архейского кратона. На этом этапе была сформирована шарьяжно-надвиговая структура области сочленения двух платформ, элементы которой выявляются на полуостровах Средний, Рыбачий и Канин. На юго-восточном продолжении разломной зоны, в пределах баренцевоморского шельфа, зафиксирован ряд аномалий гравимагнитного поля, по своим значениям идентичных массивам гранитоидных пород, погребенным под осадочным чехлом.

4. Выявлены и обоснованы основные этапы тектонической эволюции области сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы:

– заложение северо-восточной (в современных румбах) границы древнего остова ВЕП (Балтики) в результате раскола суперконтинента Палеопангеи – как минимум в среднем рифее;

– в течение всего позднего рифея и начала венда тиманская окраина Балтики оставалась пассивной: краевой бассейн оставался открытым в сторону океана;

– венд – средний кембрий (620–540 млн лет назад) – в этом интервале времени по разным данным происходит столкновение Балтики с Арктидой, формирование коллизионного орогена тиманид и, соответственно, конвергентного структурного шва ТРК. С этим событием, видимо, связаны и две фазы складчато-надвиговых деформаций, фиксирующиеся в пределах области сочленения двух плит;

– в среднем палеозое на область сочленения Балтики с Арктидой было оказано деструктивное воздействие процессов рифтогенеза, зарождающихся в позднем девоне в литосфере приключенной Арктиды. Глубокая переработка фундамента в области наложения Восточно-Баренцевоморского рифтогенного трога и связанного с ним магматизма на зону сочленения изменила и структуру потенциальных геофизических полей;

– в современную эпоху вдоль зоны сочленения двух платформ фиксируется тектоническая активность, выражающаяся в том числе и повышенной сейсмичностью. Линеамент Карпинского, формирующий современное ограничение Балтийского щита, проявляет наибольшую подвижность блоков фундамента как с вертикальной, так и со сдвиговой компонентой. Современные тектонические процессы в этой области связываются с раскрытием Северной Атлантики и Арктического океана.

ГЛАВА 2

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

2.1. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

2.1.1. Характеристика морских геофизических работ

В 2003–2008 гг. в Воронке, Горле и Бассейне Белого моря ОАО Морская арктическая геолого-разведочная экспедиция (МАГЭ) выполнила морские комплексные геофизические работы (МОВ ОГТ, гравиметрия, магнитометрия, непрерывное сейсмоакустическое профилирование), явившиеся, по существу, первыми исследованиями, позволившими охарактеризовать структуру осадочного чехла (рис. 2.1) и дать оценку нефтегазоносности Белого моря [Казанин и др., 2006].

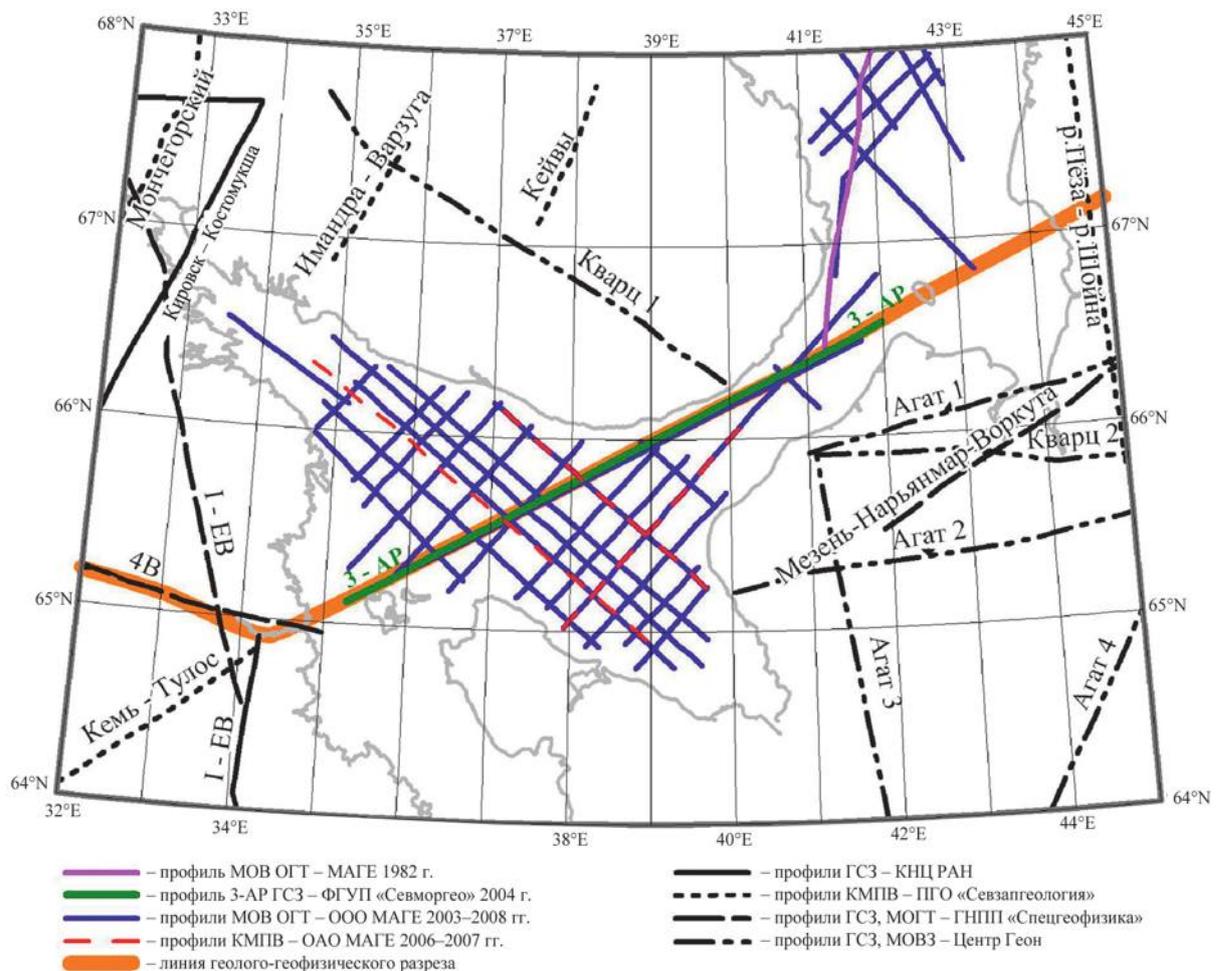


Рис. 2.1. Схема расположения сейсмических профилей в акватории Белого моря и на прилегающих территориях

В 2004 г. ОАО МАГЭ выполнила 1700 км МОВ ОГТ на 11 профилях в Белом море и на одном профиле в Чешской губе. Длина активной части цифрового приемного устройства составляла 3000 м; количество сейсмических каналов – 240, расстояние между центрами групп сейсмических каналов – 12.5 м, кратность наблюдений 60. Длина записи 6 с. Частота дискретизации 2 мс. В качестве источника упругих колебаний использовалась линия из 10 пневмоисточников Bolt-1900LL-XT-AT общим объемом 1500 кубических дюймов. Интервал возбуждения упругих колебаний 25 м. Одновременно ФГУП «Севморгео» выполнило работы методом ГСЗ на профиле 3-AP. Расстояние между донными станциями 5–10 км. Длина годографов до 300 км [Журавлев, 2007; Балуев и др., 2012; Шаров, Журавлев, 2019].

В работах МОВ ОГТ, выполненных ОАО МАГЭ 2007–2008 гг. в объеме 2000 км, использовалась цифровая сейсмическая коса «Sercel Fluid-filled streamer» с длиной активной части 6000 м, количество каналов 480, расстояние между центрами групп сейсмических каналов – 12.5 м, минимальная кратность наблюдений 120. Длина записи 8 с. Частота дискретизации 2 мс. Для возбуждения упругих колебаний использовался массив из 20 пневмоисточников (две линии) BOLT 1500/1900 LL-X, суммарным объемом 3400 кубических дюймов.

Морские сейсмические исследования методом преломленных волн (МПВ) выполнены ОАО МАГЭ в 2006–2007 гг. в объеме 400 км на трех профилях. На работах использовались трехкомпонентные автономные донные сейсмические станции (АДСС). Расстояние между АДСС на профиле составляло 10 км. Параметры регистрации сейсмических записей: шаг дискретизации – 4 мс; длина сейсмической записи – 60 с.

Структура осадочного чехла

В результате проведенных геофизических работ установлено, что выделенные ранее на сопредельной суше две системы позднепротерозойских (рифейских) рифтогенных прогибов – Беломорская и Мезенская – прослеживаются на акваторию Белого моря. К Мезенской рифтовой системе относятся Мезенский грабен и Понойская впадина, выделяемые в Мезенском заливе и Воронке. Грабены Беломорской рифтовой системы – Кандалакшский, Керецкий и Онежский – пространственно связаны с Бассейном Белого моря (рис. 2.2). Осадочный чехол по мощности разделяется на три области, соответствующие частям акватории Белого моря: Бассейн, Горло и Воронка. Горло практически лишено осадочного покрова и с точки зрения перспектив нефтегазоносности не представляет интереса.

Выявленные структурные осадочные бассейны *Воронки* и *Бассейна* Белого моря, по-видимому, являются реликтами единого обширного рифейского седиментационного протобассейна. Современные структурные планы бассейнов сформировались в результате мощных предвендских и последующих тектонических перестроек. Осадочный разрез рифейских структурных бассейнов *Воронки* и *Бассейна* сопоставим по мощности и стратиграфическому диапазону, но имеет некоторые структурные различия, существенные для оценки перспектив нефтегазоносности. Структурный осадочный бассейн *Бассейна* Белого моря более сложно построен и более обособлен по сравнению с осадочным бассейном *Воронки*.

В осадочной толще Бассейна Белого моря выделяются три пространственно обособленных структурных комплекса – кандалакшский, малошуйско-унский и керецкий, приуроченные к одноименным грабенообразным прогибам. Глубина погружения кристаллического фундамента в Кандалакшском грабене достигает 8 км, что вполне сопоставимо с современным Байкальским рифтом. Такие же глубины залегания кристаллического фундамента (8–10 км и более) в грабенах рифтовой системы Белого моря в пределах мезенской синеклизы [Геодинамика и возможная..., 2006; Балуев и др., 2009]. Структурная обстановка, характеризующая комплексы осадочного бассейна Воронки Белого моря, не выглядит такой сложной. Наиболее полно осадочная толща рифея представлена в Понойской впадине. Сейсмическая характеристика ее разреза в целом соответствует описанию толщ рифея в грабенах Беломорско-Лешуконско-Мезенской рифтовой системы, выделенных на суше [Геодинамика и возможная..., 2006]. Стратификация рифейских отложений выполнена по разрезам Усть-Няфтинской и Средне-Няфтинской скважин. По аналогии с сушей можно предположить, что нижний седиментационный комплекс Понойской впадины соответствует отложениям раннего-среднего рифея, а верхний – позднему рифею. Верхний (R3) и нижний (R1–2) комплексы пространственно совмещены и перекрывают друг друга.

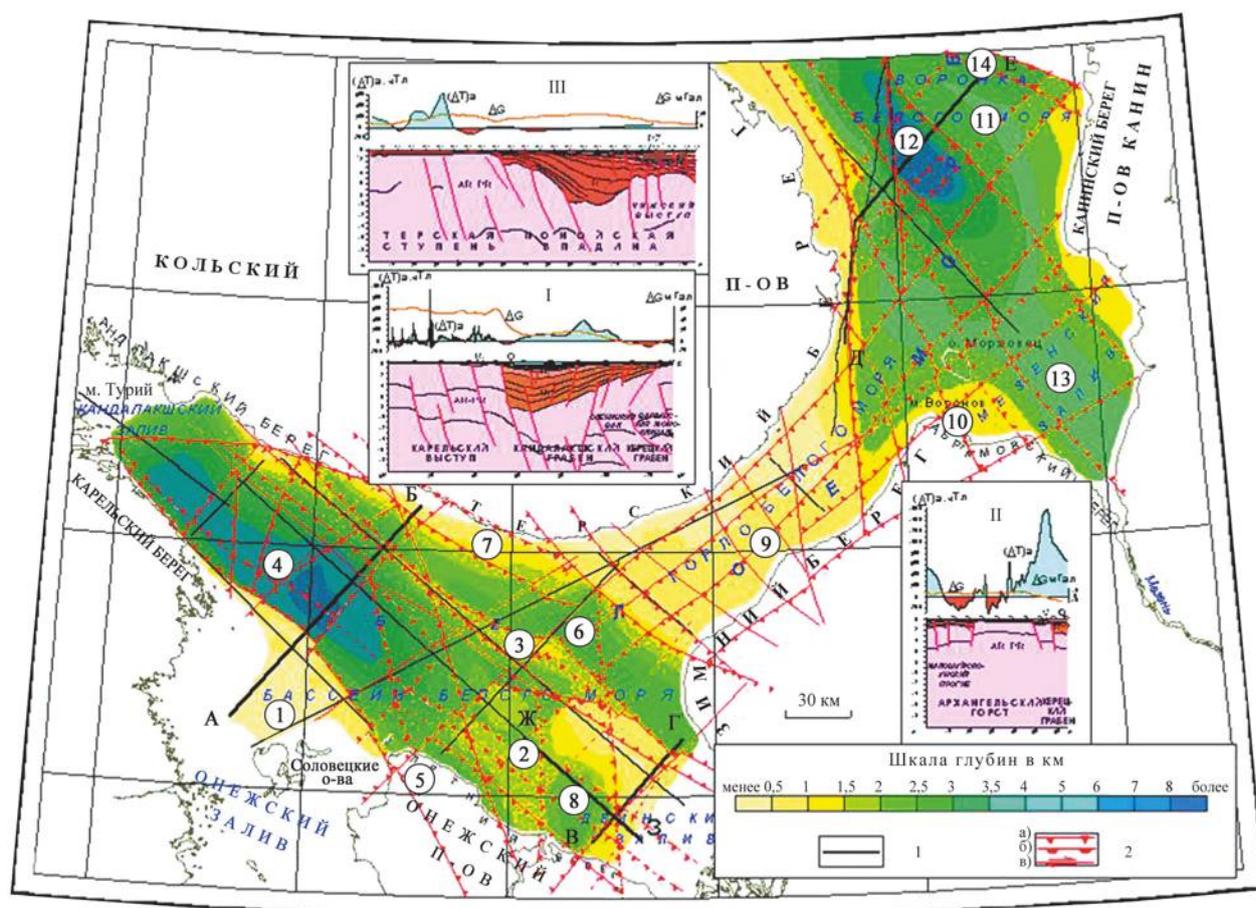


Рис. 2.2. Структурная схема поверхности гетерогенного фундамента [Казанин и др., 2006]:

I, II и III – геолого-геофизические разрезы по линиям А – В, В – Г и Д – Е; 1 – профили МОВ ОГТ; 2 – тектонические нарушения: а – сбросы, б – надвиги, в – сдвиги. Цифрами в кружках обозначены основные структурные элементы фундамента: 1 – Карельский выступ, 2 – Архангельский горст, 3 – Оленицкий вал, 4 – Кандалакшский грабен, 5 – Онежский грабен, 6 – Керекский грабен, 7 – Варзугская моноцираль, 8 – Малосуйско-Унский прогиб, 9 – Терская ступень, 10 – Кулойский выступ, 11 – Чижский выступ, 12 – Понойская впадина, 13 – Мезенский грабен, 14 – Шойнинский прогиб

Осадочный чехол Воронки с резкими изменениями мощности перекрывает структуры фундамента: Терскую ступень, Понойскую впадину и Чижский выступ. Наибольшая мощность (более 8 км) осадочных образований связана с нижним (R1–2) седиментационным комплексом, приуроченным к Понойской впадине.

Геолого-геофизическая изученность, прежде всего сейсморазведкой МОВ ОГТ, осадочных бассейнов Белого моря остается слабой. Необходимо дальнейшее геолого-геофизическое изучение региона с целью оценки перспектив его нефтегазоносности с последующим бурением параметрических скважин в Бассейне и Воронке [Казанин и др., 2006].

Профиль «Суша – Море» Калевала – Кемь – Горло Белого моря. Восточная, сложенная главным образом архейскими образованиями часть Фенноскандинавского щита (рис. 2.3) в районе Белого моря является ключевой для познания фундаментальных закономерностей эволюции литосферы от архея до наших дней [Слабунов и др., 2010; Шаров и др., 2010]. По профилю Калевала – Кемь – Горло Белого моря (рис. 2.3), являющемуся юго-западным окончанием геотраверса 3-АР, за основу приняты сейсмические материалы, полученные в 2003 г. ФГУ НПП «Севморгео» и СЗФ «Невскгеология». ФГУ НПП «Севморгео» выполнил морские работы по 400-километровому профилю ОГТ, ГСЗ, включающие возбуждение сигналов пневмоисточником и регистрацию автоматическими донными сейсмическими многокомпонентными станциями. Наблюдения на 200-километровом сухопутном участке обеспечены СЗФ «Невскгеология». Эти материалы дополнены временами первых

вступлений продольных волн, полученных под руководством И. В. Литвиненко в 1958 г. на профиле ГСЗ Кемь – Ухта (Калевала) [Глубинное..., 2001]. Главной целью исследований было создание сейсмогеологической модели строения земной коры восточной части Фенноскандинавского щита (рис. 2.3) на основе комплексного анализа вибросейсмических наблюдений МОГТ с привлечением данных ГСЗ на суше и морских комплексных сейсмических наблюдений ГСЗ, МОВ-ОГТ [Шаров и др., 2001; Слабунов и др., 2011]. Данный сейсмический профиль пересекает главные раннедокембрийские провинции восточной части щита: Беломорскую, Карельскую и Кольскую, а также Онежско-Кандалакшский палеорифт.

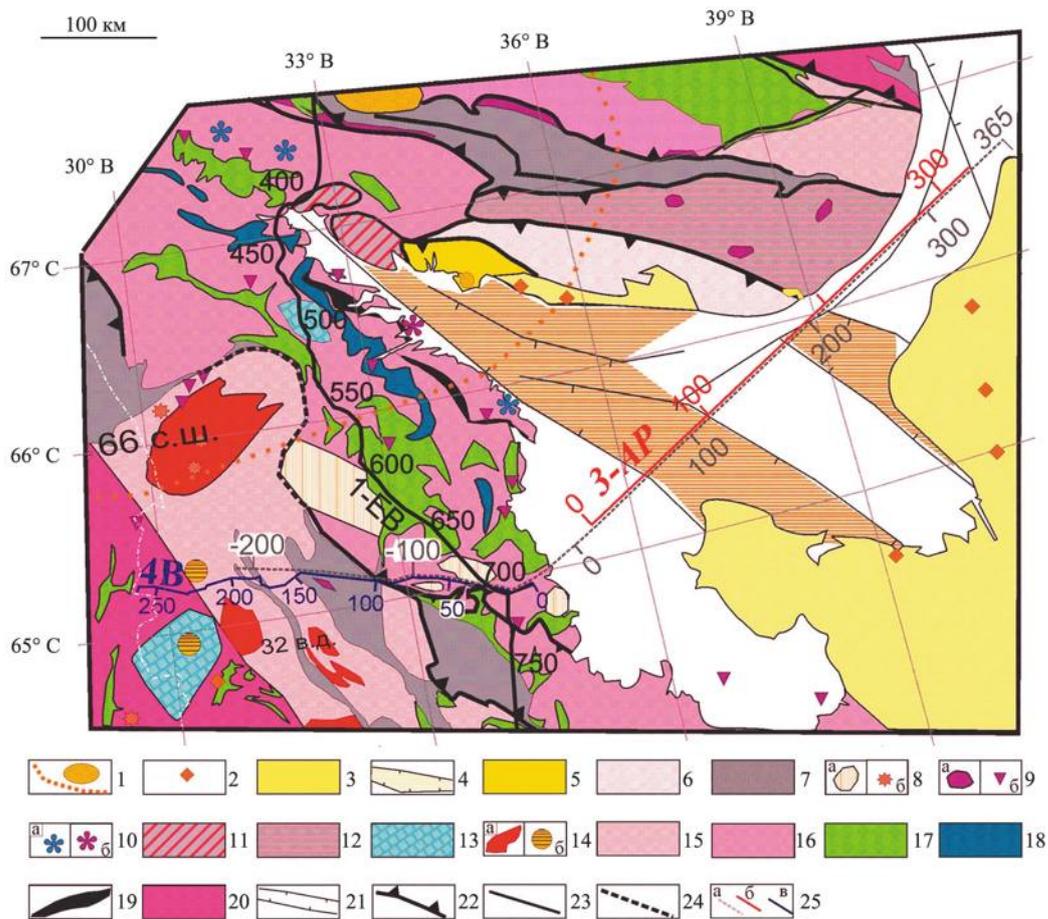


Рис. 2.3. Схема геологического строения района Белого моря [Слабунов и др., 2010; Шаров, 2017] и расположение сейсмических профилей «Суша – Морь», 4В (Кемь – Калевала) и 3-АР (Кемь – Горло Белого моря); участок геотраверса 1-ЕВ (Кандалакша – Кемь):

1 – палеозойские щелочные интрузии и ареал распространения данного комплекса; 2 – поля кимберлитов; 3–4 – палеозойские и неопротерозойские осадочные образования: 3 – на суше, 4 – в палеорифте Белого моря; 5–10 – палеопротерозойские образования: 5 – умбинский гранулитовый (парагранулиты, эндербиты) комплекс; 6 – гранито-гнейсы и метавулканы Терского террейна; 7 – осадочные и вулканогенные образования Имандра-Варзугского пояса; 8 – гранитоиды (а – топорский комплекс метачарнокитов Беломорской провинции, б – нуоруненского типа Карельской провинции); 9 – интрузии основного-ультраосновного состава, в том числе расслоенные (а – крупные массивы, б – вне масштаба); 10 – коровые эклогиты (а – неoarхейские, б – палеопротерозойские); 11 – колвицкий меланж (с тектоническими пластинами архейских гранито-гнейсов); 12 – тектоническая смесь палеопротерозойских мафических и неoarхейских гранито-гнейсовых комплексов Стрельнинского террейна; 13–19 – архейские образования: 13 – гранулитовые комплексы; 14 – комплекс высокомагнезиальных диорит-гранодиоритов (санукитоидов) (а – крупные массивы, б – вне масштаба); 15–16 – неoarхейские гранитоиды ТТГ ассоциации: 15 – Карельского кратона и Сосновского террейна, 16 – переработанные в палеопротерозое; 17 – мезо- и неoarхейские зеленокаменные комплексы; 18–19 – мезоархейские образования: 18 – парагнейсы, 19 – офиолитоиды; 20 – мезо- и неoarхейские гранитоиды ТТГ ассоциации; 21 – рифты Белого моря; 22 – надвиги; 23 – разломы; 24 – предполагаемые разломы; 25 – сейсмические профили: а – (Суша – море), б – 3-АР (Кемь – Горло Белого моря), в – 4В (Кемь – Калевала), 1-ЕВ (Кандалакша – Кемь)

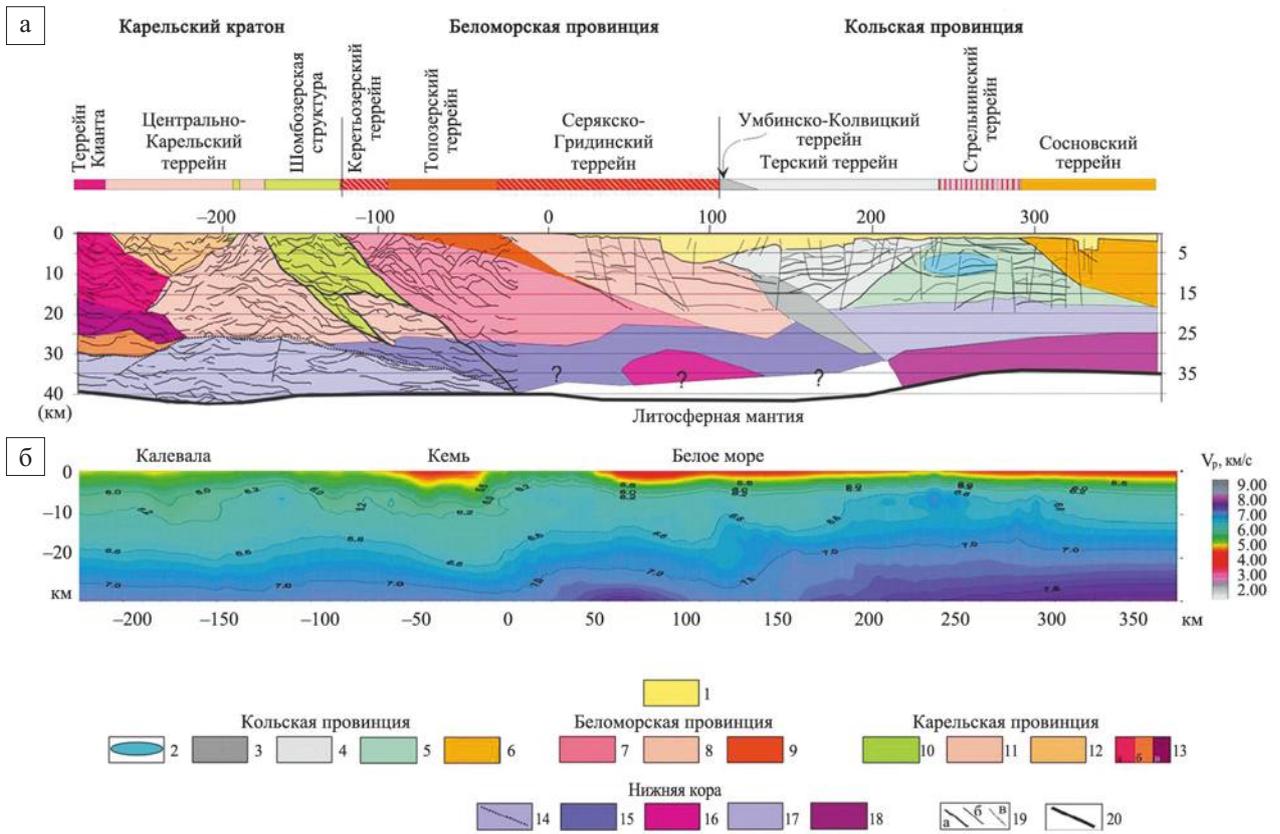


Рис. 2.4. Геолого-геофизический разрез земной коры по линии Калевала – Кемь – Горло Белого моря (а) по данным сейсмотомографического профиля «Суша – Море» (б), профилей МОВ-ОГТ 3-АР (Кемь – Горло Белого моря) и 4В (Кемь – Калевала) [Шаров и др., 2010; Шаров, 2017]:

1–13 – структуры верхней и средней коры: 1 – неопротерозойская палеорифтовая система Белого моря; 2–6 – структуры Кольской провинции: 2 – палеопротерозойские высокоскоростные мафит-ультрамафитовые массивы, 3 – Колвицкий и Умбинский террейны, 4 – Терский террейн, 5 – Стрельнинский террейн, 6 – Сосновский террейн; 7–9 – структуры (террейны) Беломорской провинции: 7 – Керетьозерский (гранит-зеленокаменный), 8 – Серьяско-Гридинский (гранит-зеленокаменно-эклогитовый), 9 – Топозерский (метачарнокитовый); 10–13 – структуры Карельской провинции: 10 – палеопротерозойские палеорифтогенные (Шомбозерская, Каллиоярвинская); 11–12 – Центрально-Карельский террейн: 11 – восточный фрагмент (неоархейские гранитоиды, санукитоиды, зеленокаменные комплексы), 12 – западный фрагмент (неоархейские гранитоиды, палеопротерозойские рои даек базитов); 13 – террейн Кианга: а – гранитоиды, зеленокаменные комплексы, гранулиты, б – гранитоиды, зеленокаменные комплексы, в – архейская океаническая кора; 14–18 – структуры нижней коры: 14 – сейсмически контрастный слой Карельского кратона, пунктирная линия – его верхняя граница; 15 – сейсмически мало контрастный слой Беломорской провинции и зона ее контакта с кратоном; 16 – высокоскоростной (V_p – более 7.5 км/с) слой Беломорской провинции; 17 – нижнекоровый слой Кольской провинции; 18 – высокоскоростной (V_p – более 7.5 км/с) слой Кольской провинции; 19 – сейсмоотражающие поверхности на профилях МОВ-ОГТ: а – надвиги; б – границы сейсмически контрастных комплексов; в – разломы; 20 – граница Мохо

Земная кора щита в восточной (древней) части раскола неопротерозойскими палеорифтами Онежско-Кандалакшской системы [Балуев и др., 2012], пронизана среднепалеозойскими интрузиями Кольской щелочной провинции и кимберлитовыми трубками (рис. 2.3). Земная кора западной части сухопутного участка профиля отличается более однородным сейсмотомографическим разрезом с плавными пологими границами (рис. 2.4). На профиле МОВ-ОГТ она имеет здесь четко выраженное слоистое трехчленное строение: верхняя, средняя и нижняя кора [Шаров и др., 2010]. Эта часть профиля представляет собой устойчивую архейскую континентальную кору.

Кора восточной части сухопутного участка профиля имеет другое строение. Здесь отсутствует четкое слоистое строение земной коры. Верхняя часть разреза ОГТ состоит из наклоненных полого на восток границ, постепенно выклинивается, контрастная нижняя кора сменяется однородной. Эта часть профиля соответствует зоне надвига, по которому комплексы Беломорской провинции надвинуты на образования Карельского кратона.

По данным ГСЗ скоростная модель земной коры изменяется слабо. В верхней ее части до глубины 5 км скорость нарастает от 5.9 до 6.3 км/с, затем наблюдается зона инверсии скорости [Глубинное..., 2004]. Глубина до подошвы инверсионной зоны, до границы К1, изменяется вдоль сухопутного участка профиля от 16 км на западе до 10 км на востоке. Скорость под указанной зоной также изменяется от 6.5 км/с на западе до 6.3 км/с на востоке. На глубине 30 км выделена граница К2 с предполагаемым скачком скорости от 6.7 до 6.8 км/с. В низах коры скорость увеличивается до 7.0 км/с. Граница М прослежена как отражающий горизонт со скачком скорости на ней от 7.0 до 8.0 км/с. Мощность коры – 40 км, она практически не меняется вдоль всего сухопутного участка профиля.

В результате сейсмических работ МОГТ, ГСЗ, сейсмоакустического профилирования вдоль южной части профиля 3-АР были выделены основные горизонты в разрезе осадочного чехла и консолидированной коры. Результаты представлены на геолого-геофизическом разрезе (рис. 2.4, б). При построении геолого-геофизического разреза использованы результаты построений по данным ОГТ в Белом море (МАГЭ), обобщений комплексных геофизических данных о строении земной коры Беломорского региона [Строение..., 2005]. Кроме того, использованы результаты работ глубинных сейсмических исследований по профилю 4В, выполненных ФГУ ГНПП «Спецгеофизика» в 1999–2000 гг. по линии Кемь – Калевала [Глубинное..., 2001].

В качестве опорной модели для кристаллической коры исследуемого региона выбрана трехслойная модель со скоростями продольных волн 5.8–6.4 км/с в верхнем слое (верхний этаж), 6.5–6.7 км/с в среднем и более 6.8 км/с в нижнем. Слои разделены отражающими горизонтальными К1 и К2 и отделены от верхней мантии границей М со скоростью 8.0–8.2 км/с. Граница К2, скорее всего, обусловлена изменением реологических свойств пород на больших глубинах, и поэтому с ней не связано изменение плотности. Из опыта моделирования, граница К1 чаще всего отражает изменение петрофизических свойств – увеличение основности пород разреза, что, как правило, отражается в увеличении плотности.

Граница К1 залегает на различных глубинах, в верхней части коры имеются высокоскоростные внедрения и низкоскоростные пропластки мощностью 3–8 км в отдельных блоках. Отмечается общая тенденция уменьшения ее глубины до 13–15 км в юго-восточной части Кольской провинции, в меньшей степени в Беломорской и пограничной с ней части Карельской. На остальной территории мощность верхней коры изменяется от 17 до 20 км.

Граница К2 описывает несколько иную картину, чем по вышележащему горизонту К1. Локальный подъем этой границы до 18–20 км отмечается в районе геотраверса 3-АР в Белом море и под Мезенской структурой и до 25 км на Кольском полуострове, на фоне средних глубин 28–30 км в других частях региона.

Следует также отметить, что в нижней коре Беломорской и Кольской провинций выделяются высокоскоростные ($V_p > 7.5$ км/с) слои, начиная с глубин 26 км, в Карельской его верхняя граница, по-видимому, находится глубже.

Комплексный анализ геологических и сейсмических данных (с учетом вариаций гравиметрических и магнитных полей в регионе) позволяет построить геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Калевала – Кемь – горло Белого моря (рис. 2.4, а). На разрезе удастся проследить структуру земной коры на всю ее мощность, понять особенности строения отдельных блоков (террейнов), а также их соотношение.

На профиле отчетливо выделяются Карельская, Беломорская и Кольская провинции. Каждая из них состоит из отдельных блоков, которые будет правильно интерпретировать как террейны, так как границы их имеют тектоническую природу, а история развития соседних фрагментов коры, как правило, различается [Балаганский и др., 1998; Слабунов, 2008].

В составе Карельской провинции с запада на восток выделяются четыре главные структуры: западная часть террейна Кианта, два фрагмента Центрально-Карельского террейна, разделенные палеопротерозойской Каллиоярвинской структурой, и Шомбозерская структура, сложенная тектоническими пластинами из палеопротерозойских осадочных, вулканогенных и интрузивных пород. Последняя располагается на границе кратона с Беломорской провинцией. Представленная модель восточной части профиля, не повторяя полностью интерпретации других исследователей [Минц и др., 2001, 2007; Самсонов и др., 2001; Колодяжный, 2006], в целом согласуется с ними, отличаясь иными

представлениями о соотношении террейнов. Вероятно, в неoarхее к относительно древнему (с возрастом коры 3.1–2.65 млрд лет) континентальному блоку Кианта был аккретирован более молодой (с возрастом коры 2.8–2.65 млрд лет) Центрально-Карельский террейн. Неоархейский надвиг сохранился как погружающаяся на восток граница между террейнами Кианта и западной пластиной Центрально-Карельского (рис. 2.4, а). В основании террейна Кианта на профиле 4В отчетливо выделяются две составляющие: одна – с обилием отражающих сейсмических поверхностей, другая, подстилающая ее, относительно однородная. Первая интерпретировалась, например, как фрагмент архейской океанической коры [Самсонов и др., 2001], вторая – как внутрикоровый плутон [Миц и др., 2001]. С учетом данных по сейсмическому профилю FIRE1 [Finnish..., 2006], пересекающему также террейн Кианта, однородный фрагмент коры хорошо сопоставляется с крупной тектонической пластиной в средней части коры этой структуры. В раннем палеопротерозое сформировались рифтогенные структуры Шомбозерская и Каллиоарвинская. В ходе коллизионных процессов при формировании Свекофеннского и Лапландско-Кольского орогенов континентальная кора Беломорского сегмента была надвинута на Центрально-Карельский – по Шомбозерскому шву, а по Каллиоарвинской системе рифтогенных разломов Центрально-Карельский террейн был разбит на два (рис. 2.4, а).

Полученные сейсмические данные по профилю Калевала – Кемь – горло Белого моря характеризуют земную кору региона как слоисто-блоковую среду. Изменение скорости в горизонтальном направлении коррелируется с неоднородностями в разрезе коры, определяющими ее блоковое геологическое строение. Латеральная неоднородность коры предопределяется тем, что блоки представляют собой террейны, прошедшие эволюцию в различных геодинамических режимах и совмещенные в ходе неоархейских и свекофенских коллизионных процессов.

При сопоставлении сейсмических разрезов ОГТ и ГСЗ с томографическими данными выявлено, что результаты заметно различаются, однако для геологической интерпретации важны данные всех методов, так как они подчеркивают различные физические свойства и особенности строения среды.

2.1.2. Раздел Мохоровичича

К настоящему времени накоплен обширный сейсмический материал, характеризующий глубинное строение Беломорья. Исследования показали, что поверхность Мохоровичича (ПМ) представляет собой наиболее выдержанную сейсмическую границу, которая создает устойчивые отраженные, преломленные и обменные волны. Это обстоятельство дает возможность рассматривать данную поверхность в качестве опорного сейсмического репера и, следовательно, изображать ее на соответствующих картах системой изогипс.

При построении гипсометрических карт рельефа ПМ большое значение имеет тип сейсмических волн, по которым выделяется эта граница. Естественно поэтому, что по типу волн может производиться и оценка достоверности самих построений. Для надежной идентификации ПМ в разных районах платформы определяющее значение имеют преломленные волны, так как они позволяют устанавливать граничную скорость вдоль интересующей нас поверхности и в зависимости от их величин относить ее или к коре, или к верхней мантии. Отраженные волны дают возможность довольно точно определить глубину залегания отражающей границы, так как несут информацию о средней скорости сейсмических волн в перекрывающей среде. Однако они не содержат сведений о природе подстилающего вещества и по ним нельзя определять, относится ли данная отражающая граница к ПМ или к каким-либо иным поверхностям. Наконец, обменные волны позволяют проследивать различные границы в кинематике и динамике, в том числе ПМ, но они не дают информацию о скорости распространения сейсмических волн по углам выхода. Поэтому для выделения ПМ среди множества других границ обмена необходимо опираться на данные ГСЗ с контролем скорости по углам выхода. Таким образом, лишь совокупность различных методов может дать достаточно надежные сведения об изменении глубины залегания ПМ на площади.

Профили Кандалакша – Кемь. ФГУ ГНПП «Спецгеофизика» в 1995 г. выполнила комплексные полевые геофизические наблюдения по северному участку геотраверса 1-ЕВ по трассе СГ-3 (Кольская сверхглубокая скважина) – Печенга – Мурманск – Мончегорск – Кандалакша – Кемь – Идель длиной

820 км [Сейсмогеологическая..., 1998]. При построении сейсмотомографических моделей по профилю Кандалакша – Кемь использованы данные МОВЗ-ГСЗ, полученные Центром ГЕОН при трехкомпонентной регистрации упругих колебаний в 1999 г. [Ясюлевич и др., 2001]. Далее рассматриваются результаты сейсмических (ОГТ, МОВЗ, ГСЗ) и других геофизических данных, а также геологических исследований, что позволило создать сейсмогеологическую модель строения земной коры Беломорского блока Фенноскандинавского щита по региональному геотраверсу 1-ЕВ на субмеридиональном участке Кандалакша – Кемь протяженностью 250 км (рис. 2.3). В основу заложен комплексный анализ вибросейсмических наблюдений МОГТ с привлечением данных МОВЗ-ГСЗ с прослеживанием поверхности М, выделением зон глубинных разломов, распознаванием скоростных неоднородностей среды методом многоволнового зондирования с использованием рефрагированных, отраженных и обменных волн. Участок Кандалакша – Кемь геофизического геотраверса 1-ЕВ пересекает центральную часть Беломорского блока под косым углом по отношению к главным структурным элементам [Глубинное..., 2004; Шаров и др., 2013].

В результате интерпретации материалов многоволновых сейсмических исследований МОВЗ-ГСЗ изучено строение земной коры Беломорского блока вдоль участка геотраверса 1-ЕВ по профилю Кандалакша – Кемь. На рис. 2.5, а приведен скоростной разрез, полученный по годографам первых волн методом сейсмической томографии. Полученные данные указывают на значительные вариации скоростных характеристик пород верхней части средней коры до глубины 12–15 км. Сейсмический разрез (рис. 2.5, б) характеризует латеральную и вертикальную изменчивость скоростей продольных и поперечных волн. Показано, что кристаллической коре свойственна сложная блоково-слоистая структура. Выделены и прослежены на глубину зоны тектонических нарушений, достигающие до поверхности М. В верхней мантии на глубине около 50 км построена отражающая граница М1.

Глубинное строение коры закономерно изменяется вдоль профиля: выделяются три сегмента, характеризующиеся различными скоростными и структурными параметрами. В северном (Енском) сегменте (участок профиля 400–430 км) мощность коры несколько больше (40–42 км). Мощность верхнего градиентного слоя до 3 км, $V_p = 5.9$ км/с. Мощность нижней коры больше, чем в других сегментах, и изменяется от 10 до 12 км, при $V_p = 6.95$ км/с. Граница Енского сегмента по полученным геофизическим данным фиксируется несколько южнее, чем по геологическим.

Центральный (северная часть Чупинского) сегмент (участок профиля 430–550 км) характеризуется незначительным подъемом поверхности М в южном направлении от 42 до 40 км и сокращением нижней коры с 10 до 8 км. Значения средних скоростей в средней коре несколько уменьшаются и оцениваются 6.4–6.5 км/с. Скорость продольных волн в нижней коре около 7.1 км/с, т. е. несколько выше, чем в северном сегменте.

В пределах южного (Керетского) сегмента (участок профиля 550–650 км) мощность коры остается постоянной – около 40 км, при этом уменьшается мощность верхнего градиентного слоя до 0.7 км и нижней коры до 7–8 км и происходит увеличение в нижней коре пластовой скорости до 7.15 км/с.

Сейсмогеологический разрез по профилю Кандалакша – Кемь (рис. 2.5, в) построен на основе всех геологических и геофизических материалов. Полученные данные на профиле Кандалакша – Кемь характеризуют земную кору региона как слоисто-блоковую среду. Изменение скорости в горизонтальном направлении коррелируется с неоднородностями в разрезе коры, определяющими ее блоковое геологическое строение. Блоковость коры отражает, по всей видимости, смену тектонических режимов в разных частях данного региона. Увеличение скорости продольных волн вблизи поверхности связано с наличием высокометаморфизованных комплексов и вулканических серий основного состава. Максимальная скорость в верхней и средней частях коры не превышает 6.4 км/с, а в нижней – 7.3 км/с.

Выделены и прослежены на глубину зоны тектонических нарушений до поверхности М. Полученный сейсмогеологический разрез земной коры характеризует латеральную и вертикальную изменчивость скорости продольных и поперечных волн. Показано, что кристаллической коре Беломорского террейна свойственна сложная блоково-слоистая, участками линзовидная структура. Слоисто-блоковое строение участков коры с разными скоростными характеристиками обусловлено как разноамплитудными вертикальными перемещениями блоков коры, так и горизонтальными

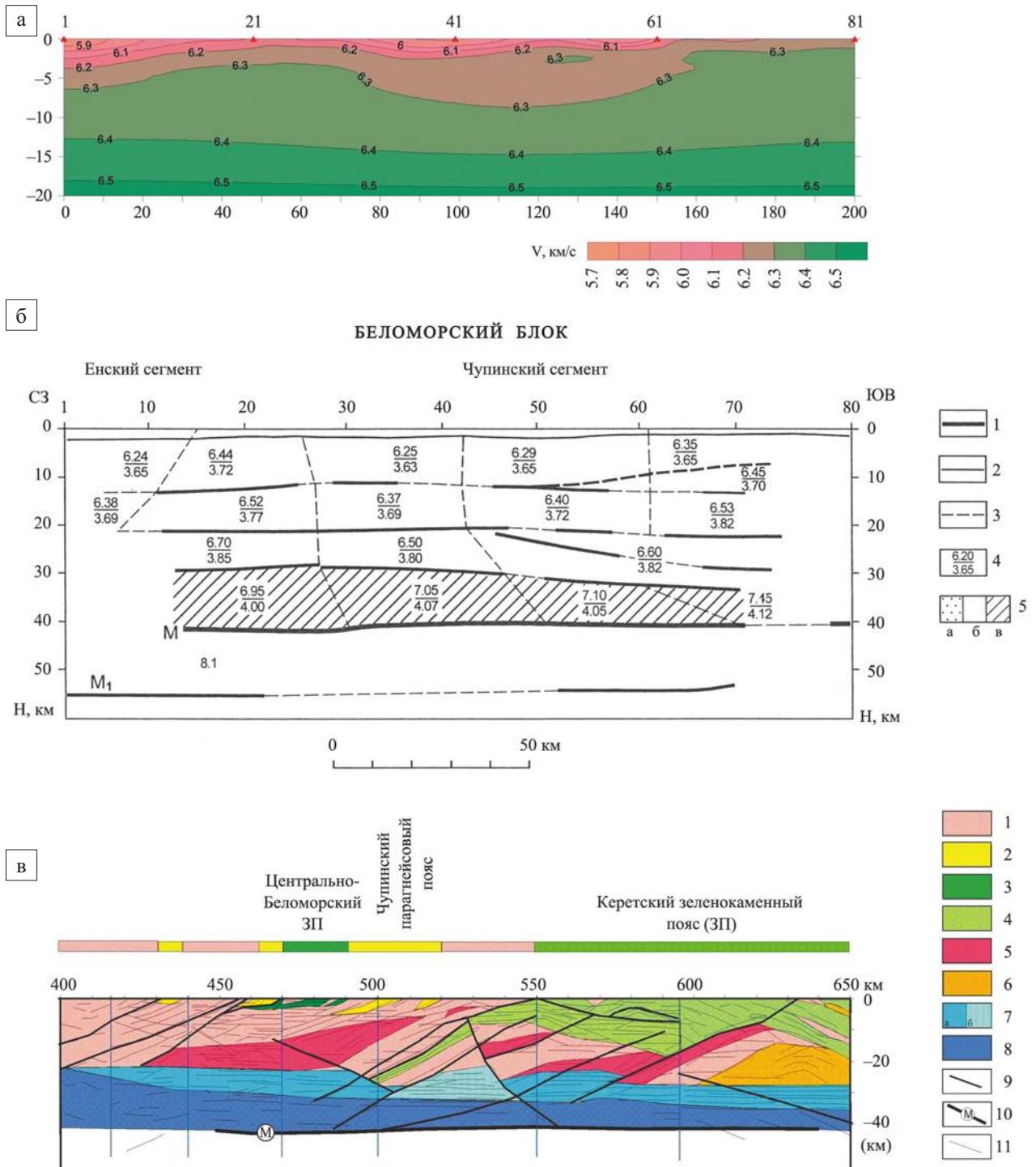


Рис. 2.5. Сейсмотомографический разрез (а) по профилю Кандалакша – Кемь. Глубинный сейсмический разрез ГСЗ-МОВЗ (б) [Шаров и др., 2013; Шаров, 2017]:

1–3 – границы (1 – построенные по нескольким типам волн, 2 – по одному типу волн, 3 – теоретические, соответствующие решению прямой задачи); 4 – скорости P- и S- волн; 5 – содержание SiO₂, вес. проценты (а – более 66; б – 56–65; в – менее 55)

Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Кандалакша – Кемь (в) [Шаров и др., 2013]:

1–5 – позднерархейские (1 – гранито-гнейсы, 2 – парагнейсы Чупинского пояса, 3 – амфиболиты и ультрамафиты, 4 – зеленокаменный комплекс, 5 – гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс); 6 – раннепротерозойские гранулиты (чарнокиты); 7 – нижнекоровые образования с многочисленными горизонтальными отражающими поверхностями (относительно высокоскоростные (а), относительно низкоскоростные (б)); 8 – нижнекоровые породы; 9 – разломы; 10 – граница Мохо; 11 – сейсмоотражающие поверхности

перемещениями, отражающими этапы аккреции, коллизии и этапы внутрикоровых латеральных течений пород на позднеорогенном и протоплатформенном этапах развития северо-востока Фенноскандинавского щита. Наряду с этими факторами некоторые сейсмогеологические характеристики разреза (например, наличие субгоризонтальных границ и выполаживание наклонных рефлекторов) могут объясняться и реологическими особенностями различных горизонтов земной коры.

Поверхность Мохоровичича

Анализ состояния изученности сейсмическими методами глубинного строения региона показывает (рис. 2.6), что по ряду профилей достаточно надежно построены разрезы земной коры и верхней мантии [Шаров, 2017]. По отдельным маршрутам [Шаров, Шарова, 1997] зарегистрированы только преломленные или отраженные на границе М волны, в основном от единичных взрывов на переносных и стационарных сейсмических станциях, расположенных дискретно по линии профиля. Результаты исследований представлены в виде схематических разрезов или осредненных для целых районов значений глубин и скорости продольных волн для поверхности М. На Кольском полуострове выполнены профильные и площадные исследования с использованием волн промышленных взрывов [Шаров, 1993; Кольская..., 1998].

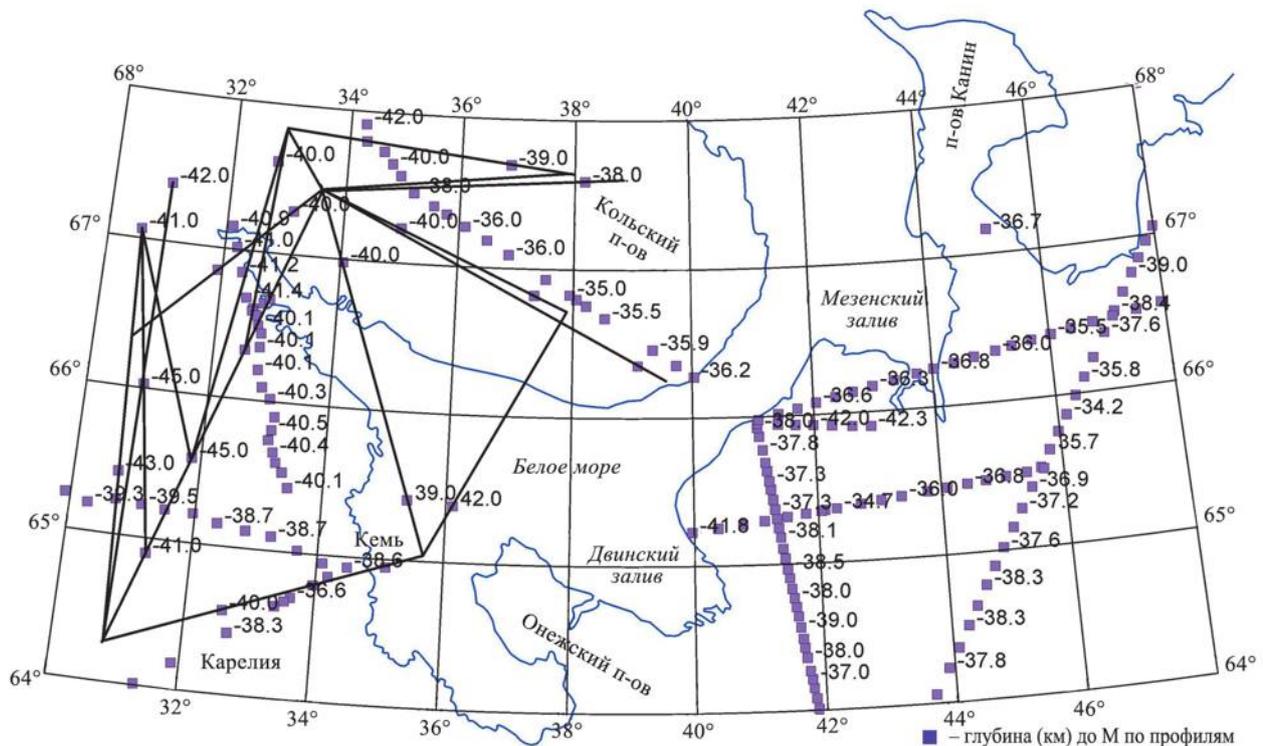


Рис. 2.6. Схема мощности земной коры по сейсмическим данным [Шаров, 2017]

Накопленный материал показал, что ПМ не является постоянной непрерывной границей даже в разрезе одного профиля ГСЗ, и ее рельеф зависит от внешних и внутренних факторов, характерных для того или иного геоструктурного элемента. В одних в поле отраженных волн раздел М динамически выразителен, в других на сейсмограммах отсутствуют характерные группы волн РМотр. В южной части Кольского полуострова и Северной Карелии волны, отраженные от М, часто регистрируются в виде двух-трех групп осей синфазности, близких по интенсивности и форме колебаний, разделенных интервалом времени 0.2–0.5 с. В этом случае в переходной зоне от коры к мантии выделяются не одна, а две-три сейсмические границы, располагающиеся друг над другом с разницей по глубине до 5–8 км. Отмеченные явления сложного перехода от коры к мантии делают затруднительным составление единой схемы изолиний глубин ПМ.

При создании схемы рельефа раздела М проанализированы значения глубин залегания поверхности М с точки зрения выявления невязок в местах пересечения профилей. При этом предпочтение получили данные более детальных систем наблюдений. По всем профилям ГСЗ построены и сравнивались редуцированные (со скоростью редукции 8.0 км/с) годографы опорных продольных преломленных и отраженных на границе М волн. Проанализированы дополнительные экспериментальные данные о временах пробега первых вступлений продольных коровых и мантийных волн, возбужденных крупными промышленными или сейсмическими взрывами и зарегистрированных на профилях ГСЗ или сетью сейсмических и сейсмологических станций. Обобщены значения средней скорости в земной коре. Установлено, что средняя скорость до границы М претерпевает изменения от 6.4 до 6.6 км/с, составляя в среднем 6.5 км/с. Граничная скорость на М по продольным волнам изменяется в регионе от 7.9 до 8.3 км/с с преобладающими значениями 8.1–8.2 км/с.

Совокупность всех использованных материалов, т. е. обобщение данных о средней скорости волн в земной коре, временные карты для ПМ явились объективной основой для определения относительных изменений глубин интересующей нас подошвы коры. Они позволили создать опорную сеть абсолютных глубин ПМ (см. рис. 2.6) и привести к ней все остальные сейсмические данные – ГСЗ, МОВ, МОВЗ. Мощность земной коры региона изменяется от 30 до 45 км. Максимальная мощность установлена в зоне сочленения Беломорской и Карельской провинций (до 46 км). Минимальная мощность коры зафиксирована в районе Мезени – 30 км. Мощность земной коры на западе Кольского полуострова составляет 40–42 км, на востоке – 35–38 км, в Белом море она достигает 40–42 км, на юго-восточном склоне щита – 40–45 км.

Подводя итог изложенному, следует подчеркнуть, что приведенная схема рельефа ПМ отражает ее строение лишь в самых общих чертах. Фактически данная поверхность может быть построена гораздо сложнее, так как в отдельных сечениях зоны ее поднятия и погружения имеют довольно большие амплитуды. В связи с тем что плотность систем наблюдений большей частью была недостаточной, эти локальные участки требуют дополнительного изучения.

2.2. ТРЕХМЕРНАЯ ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Инструментальные данные о глубинном строении акватории Белого моря и его обрамления получены в сейсмических, гравиметрических, магнитометрических исследованиях [Строение литосферы..., 2005; Геодинамика..., 2006; Казанин и др., 2006; Хераскова и др., 2006; Журавлев, 2007; Журавлев, Шипилов, 2008; Балуев и др., 2012; Система Белого моря, 2017; Кутинов и др., 2019]. Важным этапом этих работ явились глубинные сейсмические исследования на опорных профилях Суша – Море 4В и 3-АР (Калевала – Кемь – Белое море – Канин Нос) (см. рис. 2.4).

Интерпретацию геолого-геофизических данных ведут в рамках 2D и 3D моделей, использующих петрологические характеристики горных пород, такие как плотность и намагниченность. Для региона Белого моря известен ряд геолого-геофизических моделей глубинного строения [Краснопевцева, Щукин, 2000; Глазнев, 2003; Конанова, 2010; Поспеева, Витте, 2011; Glaznev et al., 2015]. Для многих из них характерны неполнота используемой информации, неравномерность покрытия участков, различия в локальных объемах используемых данных. Отдельные модели представляют геолого-геофизическую среду цилиндрическими блоками, размеры и положения которых подбирают, решая прямую задачу, добываясь близости измеряемых и расчетных геофизических полей. Этот подход, недавно считавшийся традиционным, в настоящее время пересматривается, поскольку современные методы моделирования позволяют решать прямые и обратные задачи геофизики, не прибегая к идеализации форм и границ геологических объектов.

Один из таких инструментов – программный комплекс «Интегро», разработанный ВНИИгеосистем для решения прогнозно-диагностических задач и задач тематического районирования территорий [Черемисина и др., 2018]. Аналитический аппарат комплекса автоматизирует решение прямых и обратных задач геофизики, позволяет оформлять цифровые карты, выполнять картографические

привязки, проводить обработку, визуализацию и хранение 3D данных. Алгоритмы комплекса работают с регулярными и нерегулярными сетями данных, проводят пространственный анализ векторов и поверхностей, строят необходимые разрезы и сечения объектов. Полученные модели отличаются детальностью, визуализируют геологические структуры, дают возможность устанавливать их связи с геофизическими полями. В рамках комплекса удобно проводить объединение разнородных данных и комплексирование геофизических методов.

Исходные материалы. При создании трехмерной плотностной модели земной коры Беломорья были использованы:

- данные сейсмометрии (см. рис. 2.1; 2.2; 2.4; 2.5);
- цифровые карты масштаба 1 : 1 000 000, построенные на основе данных гравиметрических съемок;
- схема глубины залегания раздела М, представленная на рис. 2.6;
- материалы Госгеолкарты РФ масштаба 1:1 000 000 и Объяснительных записок к листам Q-35, 36, 37, 38 (третье поколение, 2009);
- петроплотностная карта восточной части Балтийского щита 1 : 1 000 000 [Петроплотностная..., 1978];
- тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий [Балуев и др., 2012].

Методика построения 2D и 3D плотностной модели. Трехслойная скоростная модель земной коры [Mitrofanov et al., 1998; Глазнев, 2003; Шаров, 2017; Шаров и др., 2020a] устанавливает соответствие скорости продольных упругих волн V_p плотностям горных пород ρ уравнением регрессии. Связи плотностных слоев, скорости продольных упругих волн и глубин отражает табл. 2.1.

Таблица 2.1

Сейсмоплотностная модель земной коры Беломорского региона

Слой земной коры	V_p , км/с	ρ , г/см ³	Диапазон глубин, км
Осадочный, K_1	3.4–5.7	1.90–2.60	0–10
K_2	5.80–6.20	2.60–2.75	0–20
K_3	6.30–6.80	2.75–3.00	20–32
Верхняя мантия	8.00–8.20	3.40	32–44

Методика моделирования комплексом «Интегро» включает выбор модели среды, ее геометрического каркаса, построение по сейсмическим профилям 2D плотностных моделей, переход к 3D плотностной модели земной коры региона. Геометрический каркас и модель среды выбирали, основываясь на блочной структуре профиля, выявленной по сейсмическим данным, и значениях плотностей блоков, вычисленных по опорной скоростной модели в качестве начальных приближений.

2D плотностную модель профиля дает решение прямой задачи, реализующее минимум различий значений расчетного и наблюдаемого аномального гравитационного поля в редукции Буге по профилю. Значения плотностей отдельных блоков варьировали в заданных пределах. Для улучшения оптимизации проводили дальнейшее разбиение блоков с введением дополнительных неоднородностей.

3D плотностную модель получали путем решения обратной задачи гравиметрии [Пиманова и др., 2018; Шаров и др., 2020a, б; Belashev et al., 2020]. При ее создании предполагалось, что плотностные неоднородности присущи земной коре, а вещество мантии является гомогенным. 3D модель удобна для построения сечений и расчета вкладов отдельных элементов в аномальное гравитационное поле. В данной работе модель использована для определения пространственного положения и визуализации границ скоростных слоев земной коры.

При построении граничных поверхностей слоев скоростной модели, на сейсмических разрезах профилей отмечали координаты участков с соответствующими значениями скоростей продольных упругих волн. Полученные векторные данные интерполировали в рамках 2D моделей, а затем переносили на 3D модель, применяя многоуровневую интерполяцию B-сплайнами [Пиманова и др., 2018]. Проблемные участки пересечения поверхностей разных слоев корректировали, после чего повторяли интерполяцию данных.

В результате трехмерного плотностного моделирования было получено следующее: схема глубин залегания кристаллического фундамента K1 (рис. 2.7, а), схема глубин залегания поверхности K2 (рис. 2.7, б), поверхности K3 (рис. 2.7, в), поверхности Мохоровичича (рис. 2.7, г).

Как показывает схема глубины залегания поверхности K1 на рис. 2.7, а, осадочный слой присутствует на части территории региона, прослеживается, в основном, в направлениях привноса осадочного материала реками Северной Двиной и Мезенью. В Онежском заливе, у Терского берега Белого моря этот слой отсутствует. Его максимальные мощности 6–7 км наблюдаются в районе впадения Мезени в Белое море, в Воронке Белого моря и в Кандалакшском заливе.

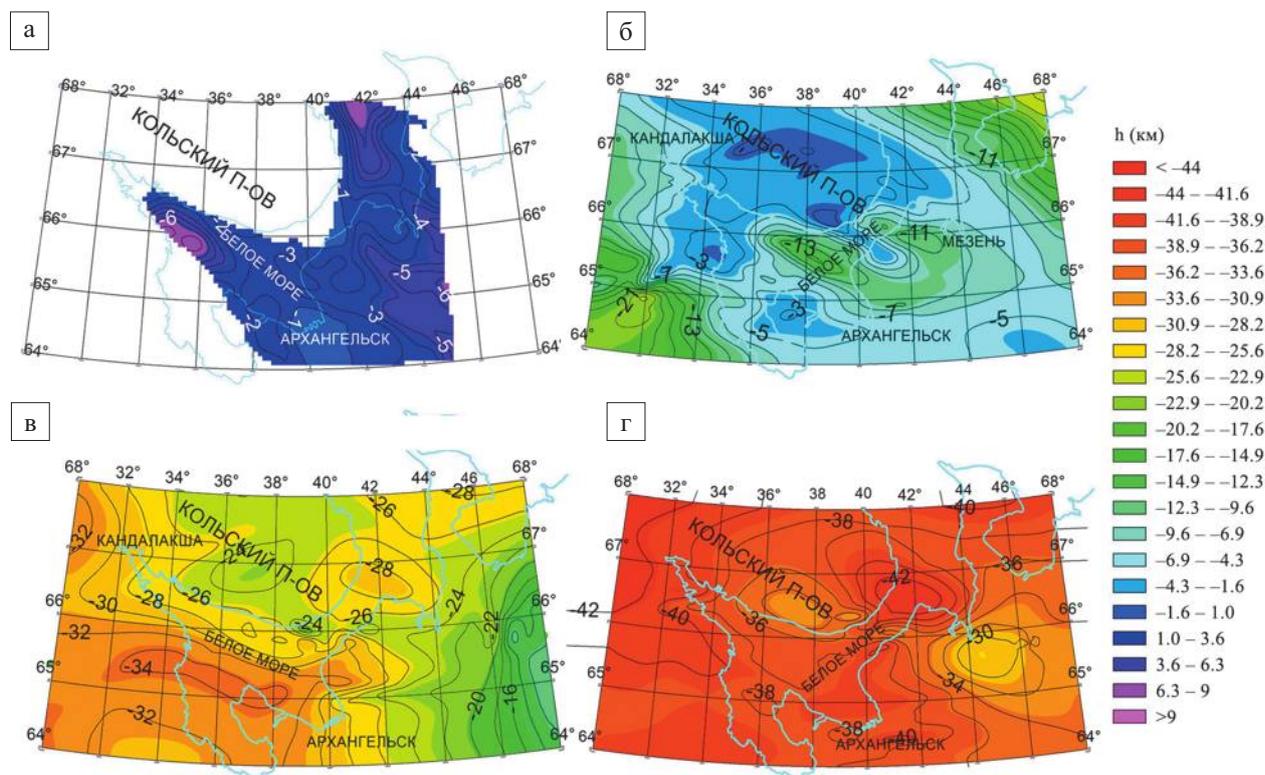


Рис. 2.7. Схемы глубин залегания поверхностей K1 (а), K2 (б), K3 (в) и М (г) [Belashev et al., 2020]

Подстилающая поверхность «гранитно-метаморфического слоя K2» (рис. 2.7, б) понижена в юго-западном и северо-восточном направлениях, в Керецком, Падунском, Лешуконском грабенах. В центральной части депрессия приурочена к бассейнам осадконакопления рек Северной Двины и Мезени. Подъемы поверхности связаны со структурами Карельского и Кольского мегаблоков. Алмазонасное Зимнебережное поднятие и Онежский полуостров можно рассматривать, соответственно, как продолжения структур Терского берега Белого моря и Карельского мегаблока.

Мощность «гранулит-базитового слоя K3» (рис. 2.7, в) меняется от 12 км до 34 км. Большую площадь занимает юго-западная депрессия его нижней границы. Зимнебережное поднятие представлено зоной разнонаправленных градиентов. На этой поверхности в Горле Белого моря намечена депрессия, которая контрастно проявится на поверхности М (рис. 2.7, г).

На поверхности М депрессия в Горле Белого моря находится в окружении поднятий в районах Мезени, Терского берега Белого моря, полуострова Канин Нос. В геофизических полях максимумы поверхности Мохо соответствуют положительным, минимумы – отрицательным гравитационным аномалиям. Депрессию поверхности Мохо в Горле Белого моря, отражающую взаимодействие земной коры и мантии, также относят к критериям алмазонасности [Голубев и др., 2005]. Близость локальных экстремумов (рис. 2.7, г) указывает на взаимопроникновение,

перемешивание, преобразование глубинного вещества в области сочленения поднимающегося Фенноскандинавского щита с Русской плитой. В геодинамическом плане такой процесс является обратным субдукции тектонических плит.

На рис. 2.8 показана 3D плотностная модель Беломорского региона (а) и положения в пространстве границ слоев опорной скоростной модели (б). Положения границ слоев представлены в изолиниях глубины на рис. 2.7.

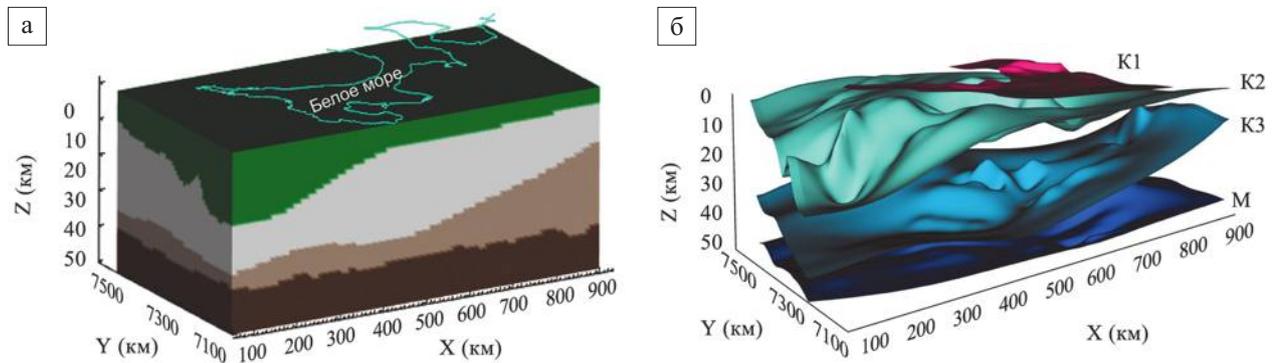


Рис. 2.8. 3D модель распределения плотности земной коры Беломорского региона (а) и пространственное представление граничных поверхностей K1, K2, K3 и M скоростных слоев земной коры региона (б) [Belashev et al., 2020]

2.2.1. Результаты геолого-геофизического 2D моделирования вдоль профилей ГСЗ

Рис. 2.9–2.12 демонстрируют результаты моделирования, выполненного по сейсмическим профилям. На них показаны распределения плотности и намагниченности в разрезах земной коры. Они сопровождаются графиками наблюдаемых, модельных и остаточных аномалий гравитационного и магнитного полей.

Результаты моделирования представлены плотностными моделями вдоль сейсмических профилей 4В (Кемь – Калевала) и 3-АР (Кемь – Горло Белого моря) (рис. 2.9), Кандалакша – Кемь (рис. 2.10), участков профилей Кварц 1 и Кварц 2 (Хибины – Варзуга – Горло Белого моря – Мезень – р. Цельма) (рис. 2.11), Агат 3 (Усть Пинега – Белое море) (рис. 2.12). Положение профилей показано на рис. 2.1 и 2.3. 2D модели отражают распределения плотности в разрезах земной коры в соответствии с ее делением по сейсмическим данным на три слоя, распределение эффективной плотности и магнитных неоднородностей. Подбор плотностного разреза, адекватного наблюдаемому гравитационному полю, на первом этапе включал определение вклада в гравитационное поле отдельных аномалеобразующих объектов. На разрезах эффективной плотности и намагниченности вынесены границы слоев, картируемые на сейсмических профилях, тектонические нарушения, наблюдаемые и модельные гравитационные поля. Наиболее неоднородной является верхняя часть разрезов до поверхности K1. При этом сопоставление с геологической картой позволяет проследить в ряде случаев под отдельными выходами плотных пород на глубине единую область повышенной плотности.

Профили 4В (Кемь – Калевала) и 3-АР (Кемь – Горло Белого моря). Сейсмоплотностное моделирование разреза профиля 3-АР в Белом море (рис. 2.9) выявило под Кандалакшским и Керецким рифтами магматический очаг, подтвердив результаты [Журавлев, 2007]. Прослеживаемый в нижнюю кору, очаг может быть связан с мантией. С увеличением глубины его магмаподводящий канал отклоняется к северо-востоку, соответствуя общему падению комплексов пород Беломорского пояса. Для тектонических нарушений в верхней части разреза из-за меньшей пластичности пород характерным является юго-западное или вертикальное падение. На глубине реология и кинематика движения горных масс выполаживают разломы к северо-востоку [Балуев и др., 2012].

Результаты сейсмоплотностного моделирования по профилю Калевала – Кемь – Горло Белого моря позволяют охарактеризовать земную кору профиля как слоисто-блоковую среду [Шаров и др., 2020a]. Блоковое строение подтверждают изменения скорости распространения упругих волн и плотности в горизонтальном направлении, коррелирующие с неоднородностями в разрезе коры. Крупные латеральные неоднородности представлены террейнами, эволюционировавшими в разных геодинамических условиях и совмещенными в ходе коллизионных процессов.

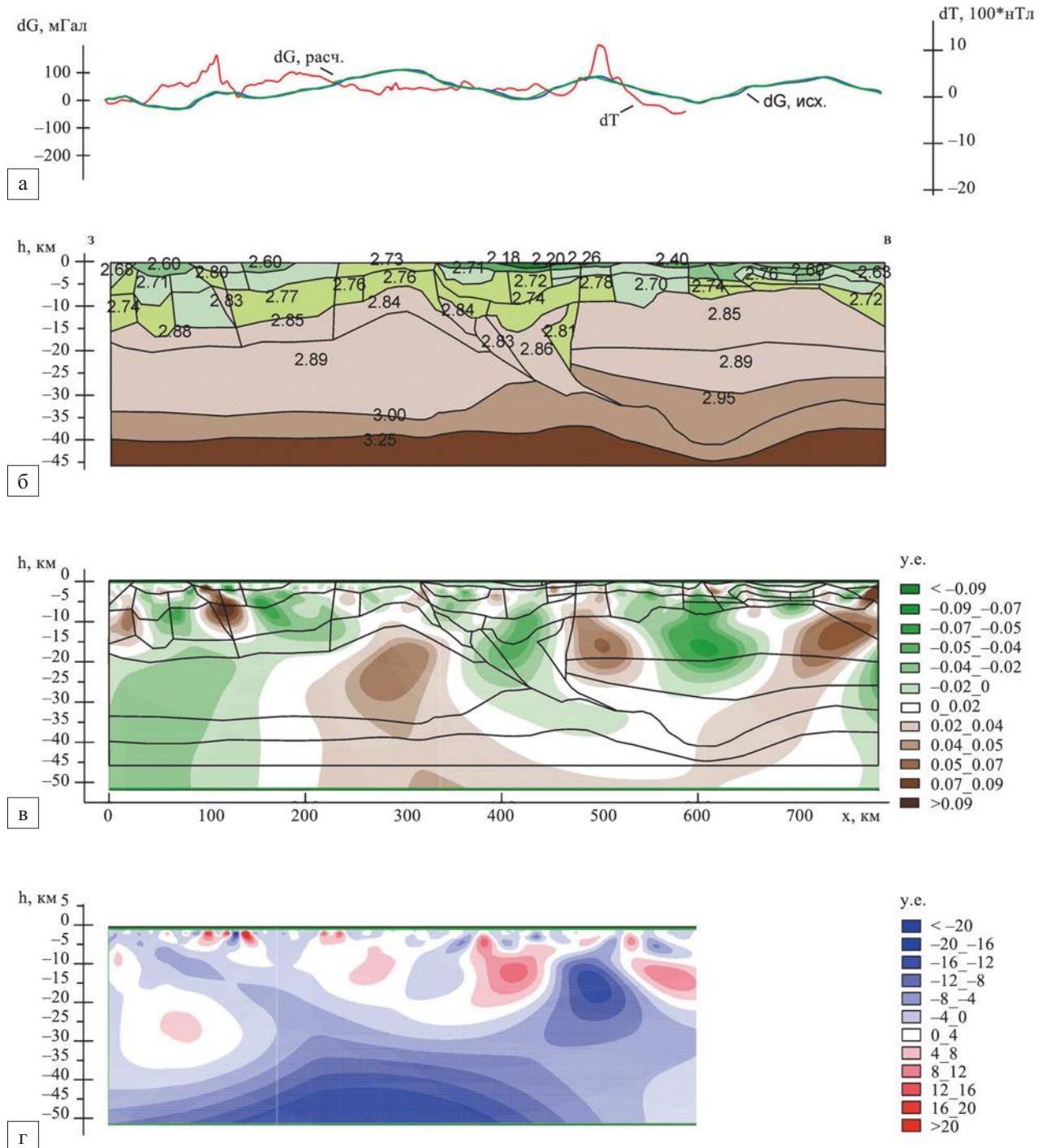


Рис. 2.9. Плотностная и магнитные модели по профилям 4В (Кемь – Калевала) и 3-АР (Кемь – Горло Белого моря): а – графики наблюдаемых и модельных полей; б – плотностная блоковая модель на основе сейсмических данных; в – распределение эффективной плотности; г – распределение магнитных неоднородностей

Профиль Кандалакша – Кемь

Согласно рис. 2.10, кристаллической коре профиля свойственно сложное блоково-слоистое строение. Зоны тектонических нарушений прослеживаются до поверхности М. В верхней мантии на глубине около 50 км присутствует отражающая граница M_1 [Шаров и др., 2013; Шаров, 2017].

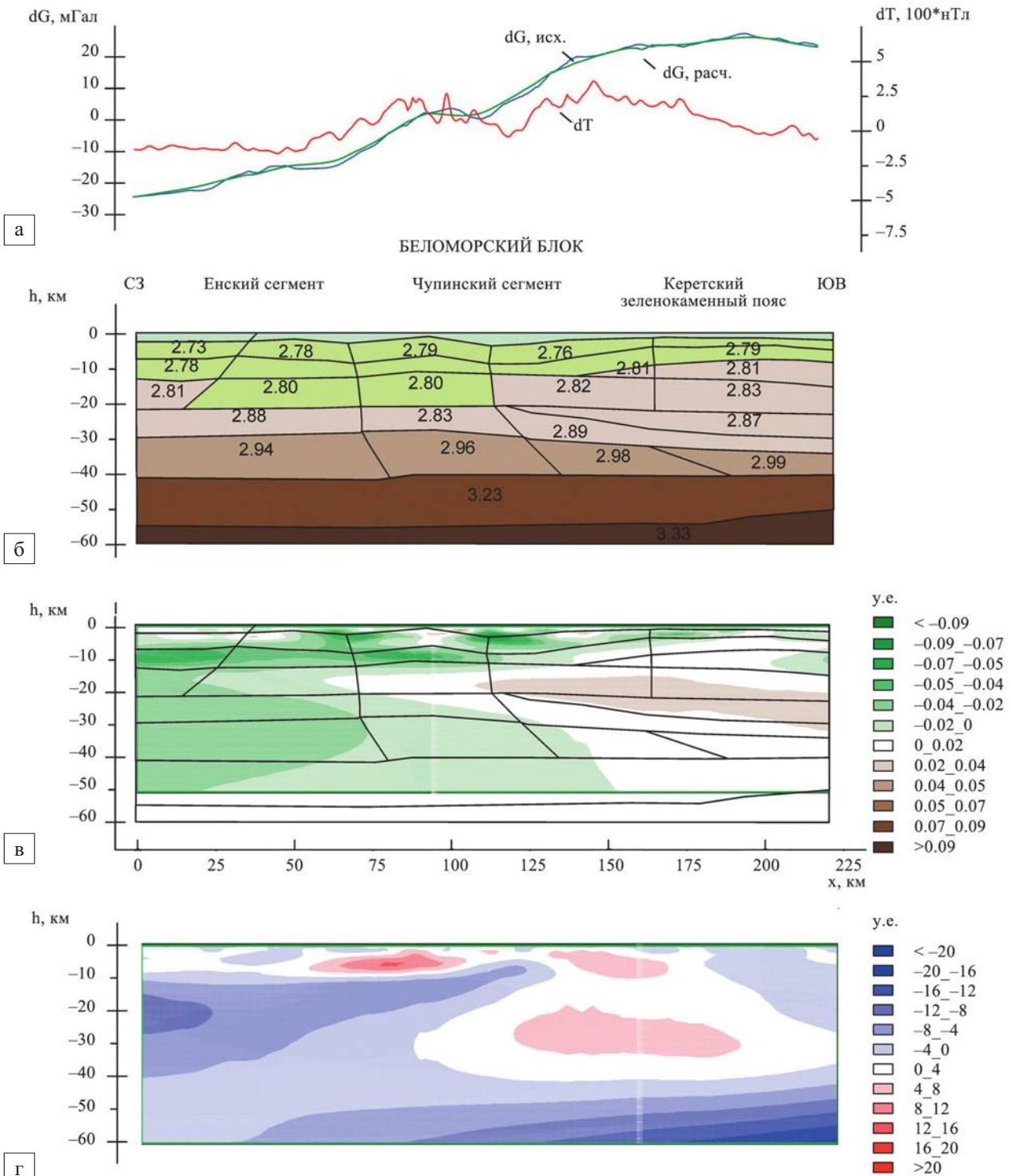


Рис. 2.10. Плотностная и магнитная модели по сейсмическому профилю Кандалакша – Кемь:

а – графики наблюдаемых и модельных полей; б – плотностная блоковая модель на основе сейсмических данных; в – распределение эффективной плотности; г – распределение магнитных неоднородностей

Строение коры вдоль профиля определяют три сегмента с разными плотностными, структурными и скоростными параметрами [Шаров и др., 2020a]. Северный (Енский) сегмент (участок профиля 400–430 км) характеризуется большей мощностью земной коры 40–42 км, верхним градиентным слоем мощностью до 3 км и скоростью продольных волн $V_p = 5.9$ км/с, мощностью нижней коры большей, чем в других сегментах, изменяющейся в пределах от 10 до 12 км при $V_p = 6.95$ км/с, $\rho = 2.94$ г/см³. Геофизические измерения фиксируют границу сегмента южнее, чем геологические данные.

В центральном (Чупинском) сегменте (участок профиля 430–550 км) имеет место подъем поверхности М в южном направлении от 42 до 40 км, сокращение мощности нижней коры с 10 до 8 км. В средней коре значения скоростей продольных волн уменьшаются до 6.4–6.5 км/с, $\rho = 2.80$ – 2.83 г/см³, а в нижней коре, напротив, оказываются около 7.1 км/с, $\rho = 2.96$ г/см³, выше, чем в северном сегменте.

В южном (Керетском зеленокаменном поясе) сегменте (участок профиля 550–650 км) мощность коры постоянна – около 40 км, мощность верхнего градиентного слоя уменьшена до 0.7 км, а нижней коры до 7–8 км. Пластовая скорость в нижней коре увеличивается до 7.15 км/с, $\rho = 2.99$ г/см³.

Фрагмент профилей Кварц 1 и Кварц 2 (Хибины – Варзуга – Горло Белого моря – Мезень – р. Цельма). Рассматриваемый фрагмент регионального профиля является частью геотраверса Мурманск – Кызыл и пройден в 1983–1985 гг. Центром «Геон». На базе этих профилей в 1991 г. проведено двумерное сейсмоплотностное моделирование земной коры, которое явилось основой для распознавания глубинных геологических структур и прогнозирования геотектонических процессов формирования литосферы [Строение литосферы..., 2005; Геодинамика и возможная..., 2006].

Данный профиль пересекает различные геотектонические зоны и блоки коры, отличающиеся друг от друга по геологическому строению и по истории развития. Он ориентирован вдоль важнейших геотектонических элементов и поперек главных структурообразующих глубинных разломов, что позволяет изучать изменение мощности коры в связи с перемещениями по разлому. В результате создается впечатление о сложном внутреннем строении коры и в то же время подтверждается высказанное предположение о горизонтальной расслоенности коры по составу и физическим свойствам.

На основании полученных данных докембрийская кора восточной части Фенноскандинавского щита представляется сложным «пакетом» разновозрастных тектонических элементов, сформировавшихся в различных геологических обстановках. Наиболее отчетливо в геофизических образах распознаются структуры латерального сжатия, растяжения и сопровождающие их крупные магматогенные проявления [Шаров и др., 2020a].

Рифтогенные элементы сквозь коровое растяжение выражаются грабенообразными погружениями фундамента, встречным подъемом поверхности М и, как следствие, локальным утонением консолидированной коры. Амплитуда прогибания фундамента составляет 1–2 км. Подъем поверхности М под грабенами не превышает 2–3 км, а под областью обширного прогибания на севере Мезенской синеклизы, где располагается сочленение нескольких рифтовых систем, достигает 5 км (рис. 2.11).

Структурные особенности сопровождаются изменениями скоростных и плотностных свойств. Физические свойства верхних горизонтов консолидированной коры в большинстве наблюдаемых случаев изменяются в сторону уменьшения скорости на 0.2 км/с и плотности на 0.1–0.3 г/см³, свидетельствуя о тектоническом разрушении кристаллических комплексов. В низах коры происходит как уменьшение сейсмоплотностных параметров, так и их увеличение (рис. 2.11). В последнем случае предполагается проникновение в кору мантийного вещества по зонам дизъюнктивных нарушений. Масштабные магматические насыщения косвенно подчеркиваются поведением сейсмических границ, которые испытывают локальное воздымание над областью тектоно-магматической переработки.

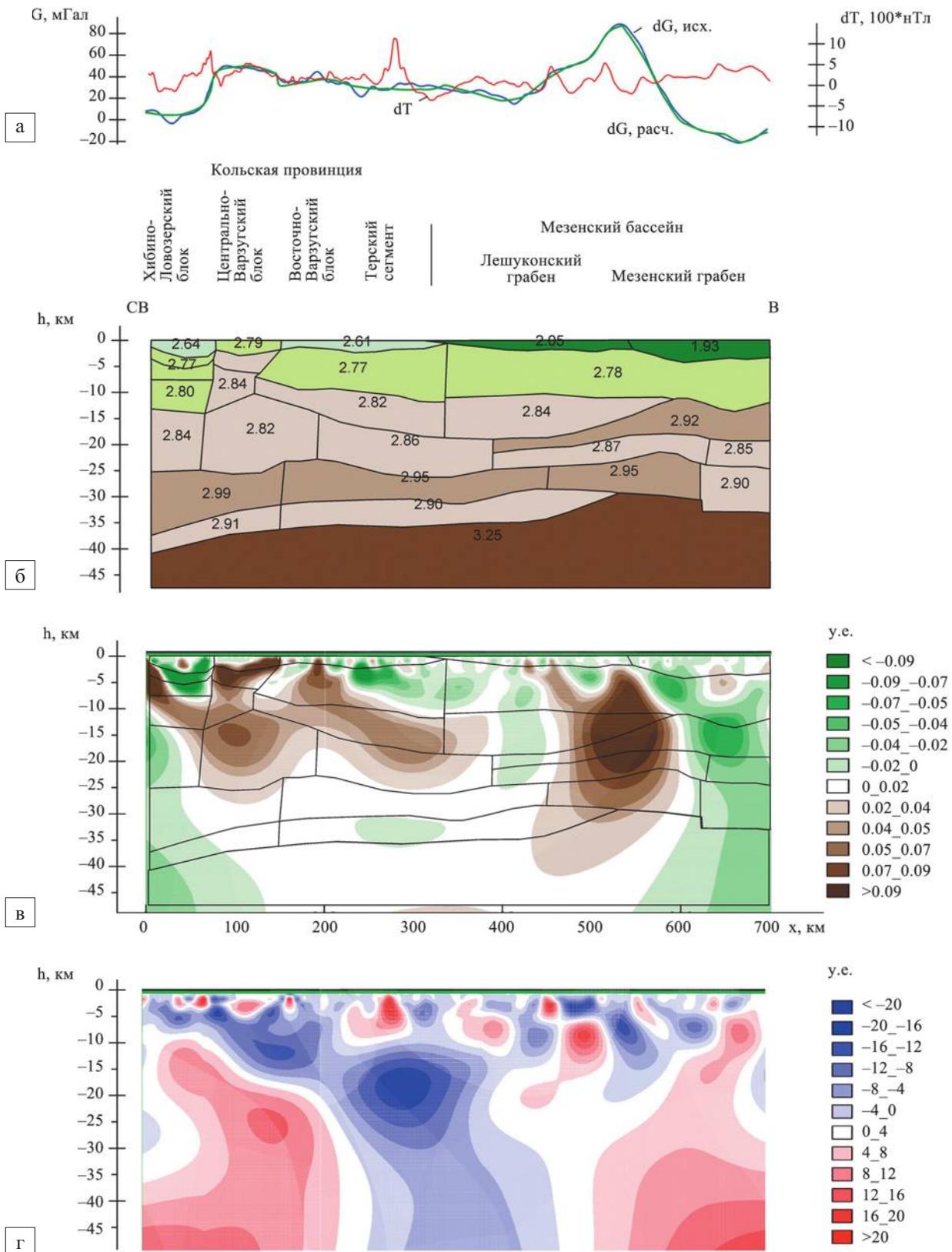


Рис. 2.11. Плотностная и магнитная модели по участкам сейсмических профилей Кварц 1 и Кварц 2 (Хибины – Варзуга – Горло Белого моря – Мезень – р. Цельма):

а – графики наблюдаемых и модельных полей; б – плотностная блоковая модель на основе сейсмических данных; в – распределение эффективной плотности; г – распределение магнитных неоднородностей

Фрагмент профиля Агат 3 (Усть Пинега – Белое море). Рассматриваемый фрагмент регионального профиля является частью геотраверса Агат 3 и пройден в 1985 г. НПО «Нефтегеофизика». Работы выполнены методикой точечного профилирования с шагом между пунктами регистрации трех компонент смещения почвы от 5 до 10 км и расстоянием между ПВ 30–120 км.

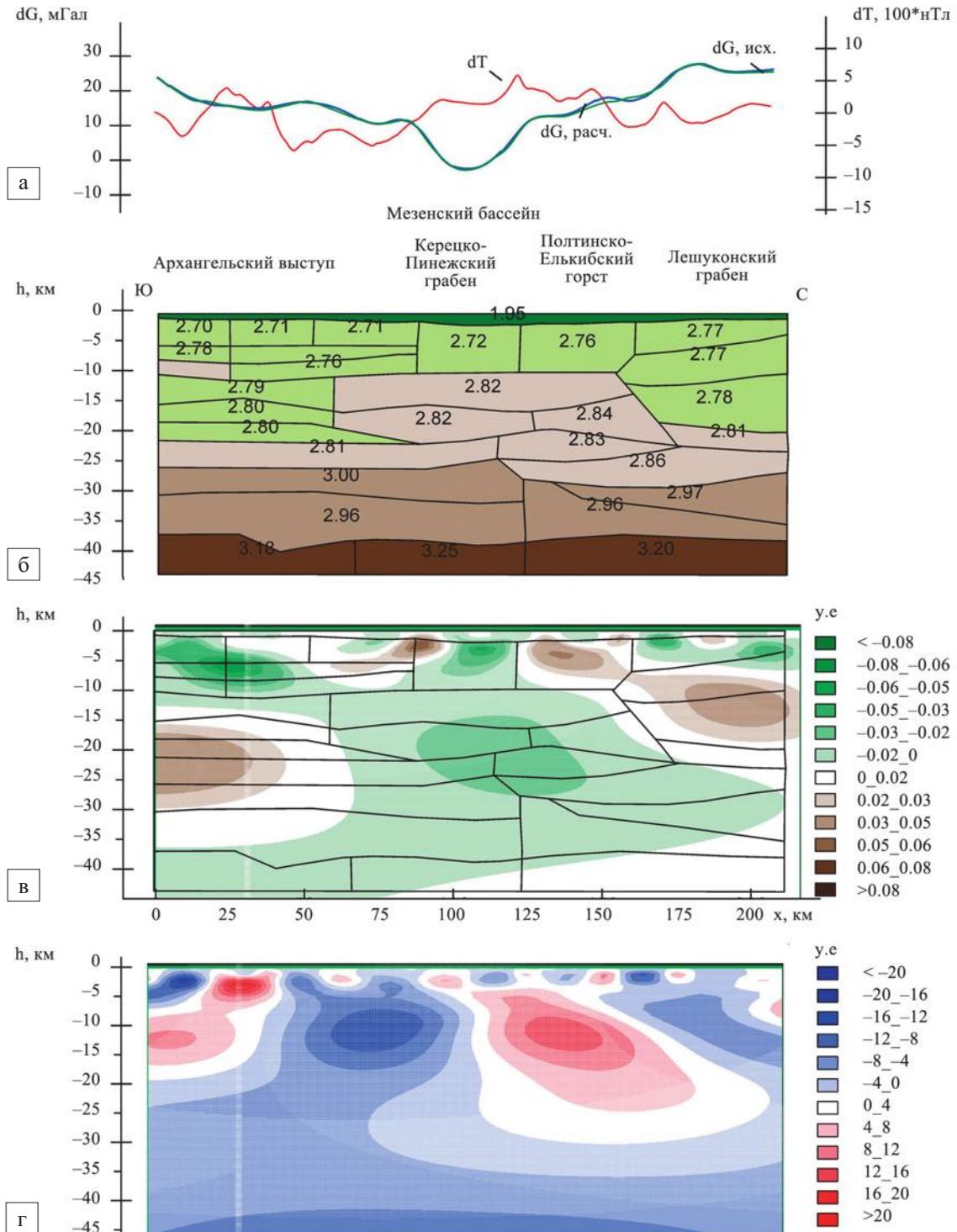


Рис. 2.12. Плотностная и магнитная модели по участку сейсмического профиля Агат 3 (Усть Пинега – Белое море):

а – графики наблюдаемых и модельных полей; б – плотностная блоковая модель на основе сейсмических данных; в – распределение эффективной плотности; г – распределение магнитных неоднородностей

На базе профилей Агат проведено двумерное сейсмоплотностное моделирование земной коры, которое явилось основой для распознавания глубинных геологических структур и прогнозирования геотектонических процессов формирования литосферы [Строение литосферы..., 2005; Геодинамика и возможная..., 2006]. Фрагмент профиля пересекает Архангельский выступ на юге и серию горстов и грабенов в центральной и северной частях – Керецко-Пинежский, Полтинско-Елькибский и Лешуконский, границы которых отчетливо контролируются аномальным поведением магнитного и гравитационного полей (рис. 2.12). Он ориентирован поперек главных структурообразующих глубинных разломов на контакте восточной части Кольского и Карельского геоблоков.

На сейсмическом профиле уверенно выделяются границы фундамента (глубина 1–4 км, $V_p = 6.0\text{--}6.3$ км/с) и Мохоровичича (глубина 36–40 км, $V_p = 8.0\text{--}8.2$ км/с). Основные неоднородности, проявленные в геофизических полях, связаны с верхней и средней корой [Шаров и др., 2020а], в то время как нижняя кора имеет скорость продольных волн 6.8–7.1 км/с, плотность 2.96–3.00 и в целом спокойный характер распределения петрофизических параметров на модельных разрезах.

2.3. ТРЕХМЕРНАЯ МАГНИТНАЯ МОДЕЛЬ СРЕДНЕЙ И НИЖНЕЙ ЧАСТЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Общие положения и методические основы. Многолетняя практика исследования аномального магнитного поля показала наличие в его составе региональной компоненты, что позволяет использовать ее для изучения глубинного строения земной коры. К настоящему времени имеется большое количество публикаций, касающихся методики выделения региональных магнитных аномалий (РМА), их математической интерпретации, истолкования природы источников [Глубинное..., 2004; Костомукшский..., 2015 и др.]. Магнитные модели земной коры устанавливают связь аномального магнитного поля с намагниченностью горных пород. В основном, такие модели базируются на материалах, полученных аэромагнитной съемкой территорий. Их информативность определена свойством изверженных горных пород сохранять в намагниченности сведения о магнитном поле Земли в моменты кристаллизации.

Благодаря геолого-геофизическим исследованиям последних лет акватории Белого моря и прилегающей территории появились новые данные о геофизических полях и глубинном строении Беломорского региона. Одной из последних моделей, описывающей строение его литосферы, является эволюционная модель магнитоактивного слоя палеорифтовой системы Белого моря, отражающая этапы тектонической активности Беломорского региона – от среднего и позднего рифея до событий последнего оледенения четвертичного периода [Балуев и др., 2018]. Каждый из трех структурных уровней (горизонтов) магнитоактивного слоя связан с определенным этапом формирования изучаемой территории. Для низкочастотной составляющей АМП юго-восточной части Беломорского бассейна сильномагнитным источником аномалий с глубиной нижних кромок до 30 км является насыщенность коры продуктами проявлений магматизма основного (рифей – венд) и щелочноультраосновного (средний палеозой) состава, возникшая, вероятно, в результате активного плюм-литосферного взаимодействия. Выклинивание и воздымание магнитоактивного слоя к северо-западу вдоль простирания Онежско-Кандалакшского рифта связывают с Беломорским глубинным разломом – долгоживущим магнаподводящим каналом от центральной части плюма. Магматические тела основного состава в фундаменте и в центральной части осадочного клина, выполняющего Кандалакшский рифтогенный грабен, подтверждают эти представления.

Оценить интервалы глубин залегания верхних и нижних кромок источников РМА помогают полученные обобщением сейсмических данных представления о строении земной коры района Белого моря с ее делением на три слоя [Павленкова, 2006; Шаров, 2017]. Интервалы плотности послойного деления земной коры отвечают средним составам «осадочного», «гранито-метаморфического» и «гранулитно-базитового» слоев. Опыт интерпретации РМА Балтийского и Украинского щитов [Пашкевич и др., 2014 и др.] показал, что источники локальных магнитных аномалий относятся к условному

«гранитному» слою. Глубины до их нижних кромок не превышают 10 км. Глубины до верхних кромок источников региональных аномалий отвечают кровле «гранулито-базитового» слоя, нижние кромки при благоприятном температурном режиме располагаются на поверхности раздела М.

Цель исследования – разработка с помощью современных технологий геофизического моделирования магнитной модели земной коры региона, уточняющей плотностные и магнитные характеристики горных пород, положения источников РМА.

Исходя из вышеизложенного, источники региональных магнитных аномалий будем относить к средней и нижней коре, к «гранито-метаморфическому» и «гранулито-базитовому» слоям [Шаров и др., 2020; Belashev et al., 2020] на глубинах от 10 км до границы раздела кора – мантия. Ряд таких аномалий будем считать связанными не с телами конкретного минерального и вещественного состава, а с обширными проницаемыми зонами, корневыми частями уходящими в мантию.

Моделирование выполнено программным комплексом ГИС «INTEGRO», разработанным отделением ВНИИгеосистем [Черемисина и др., 2018]. Комплекс предназначен для решения широкого круга проблем наук о Земле, в том числе для решения прямых и обратных геофизических задач, построения 2D и 3D моделей, их анализа и визуализации.

Полученные в результате моделирования распределения магнитных источников для кристаллической коры в целом и ее отдельных горизонтов детализируют и уточняют картину глубинного строения земной коры региона.

Исходные данные. При создании магнитной модели земной коры Беломорья были использованы:

- данные сейсмометрии (см. рис. 2.1; 2.2; 2.4; 2.5);
- сводная карта аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ в цифровом виде масштаба 1 : 1 000 000 (рис. 2.14);
- схема глубины залегания раздела М, представленная на рис. 2.6;
- материалы Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 и Объяснительных записок к листам Q-35, 36, 37, 38 (третье поколение, 2009) (рис. 2.13);
- петрофизические карты восточной части Балтийского щита 1 : 1 000 000 [Петрофизические..., 1980];
- данные распределения температур в разрезе коры [Цыбуля, Левашкевич, 1992; Шаров, 2013];
- тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий [Балуев и др., 2012].

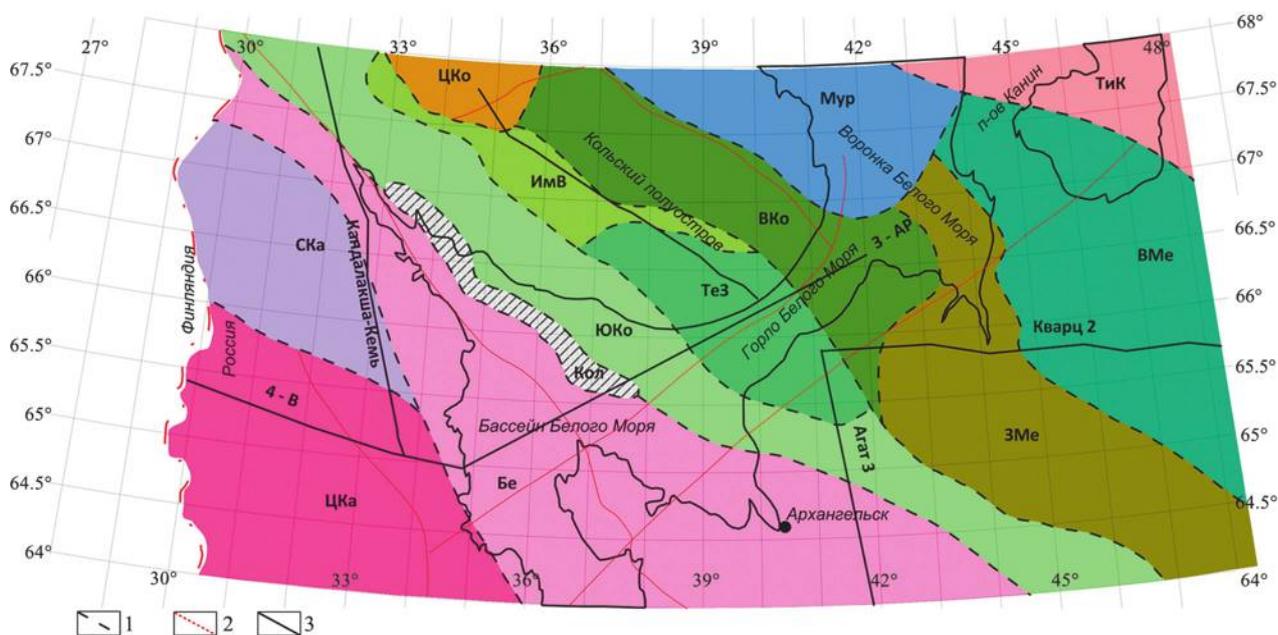


Рис. 2.13. Схема блокового строения региона (обозначение геоблоков см. в табл. 2.2):

1 – границы блоков; 2 – оси региональных разломов; 3 – линии профилей комплексных глубинных исследований

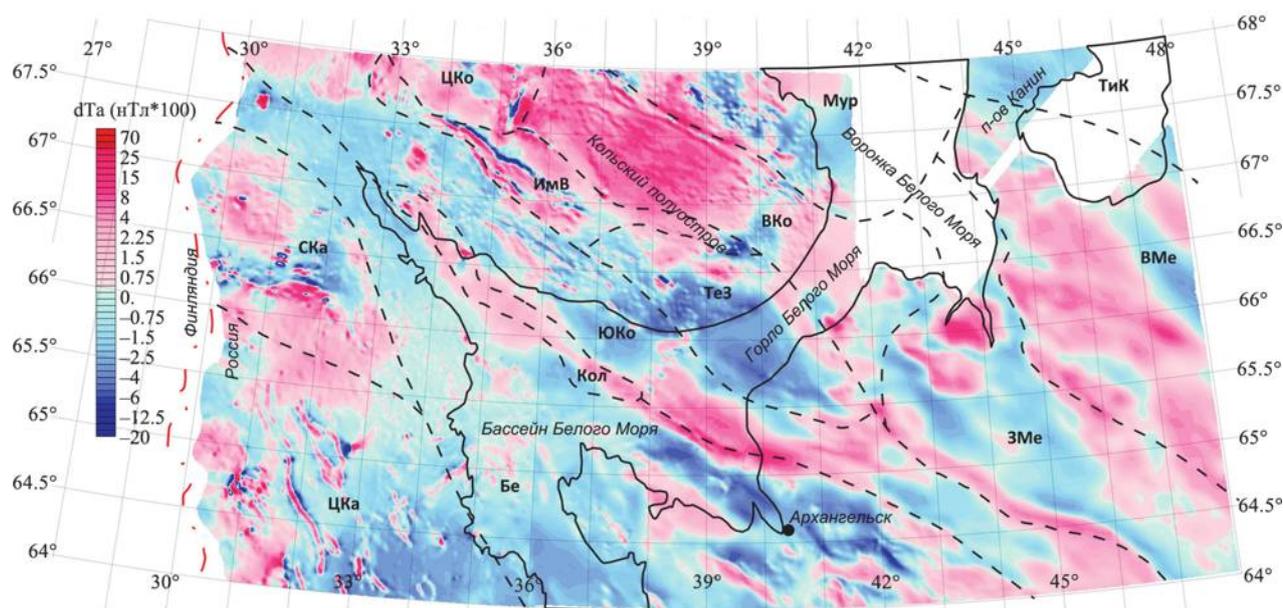


Рис. 2.14. Данные аэромагнитной съемки региона на основе матрицы 1 : 1 000 000 масштаба

Таблица 2.2

Основные геоблоки Беломорского региона, их обозначение и геологический возраст

Индекс	Название	Возраст
ЦКа	Центрально-Карельский блок	Поздний Архей
Ска	Северо-Карельский блок	Поздний Архей
Бе	Беломорский блок	Архей
Кол	Колвитский блок	Архей
ЮКо	Южно-Кольский блок	Архей
ТеЗ	Терско-Золотицкий блок	Архей
ИмВ	Имандра-Варзугский блок	Архей
ЦКо	Центрально-Кольский блок	Ранний Архей
ВКо	Восточно-Кольский блок	Ранний Архей
Мур	Мурманский блок	Ранний Архей
ЗМе	Западно-Мезенский блок	Палеозой
ВМе	Восточно-Мезенский блок	Палеозой
Тик	Тимано-Канинский блок	Палеозой

Тепловой поток. Тепловой поток (ТП) – характеристика литосферы, позволяющая оценить положение, мощность тепловых источников, получить представление об энергетике и механизмах развития тектоносферы.

Интенсивность теплового потока накладывает ограничения на глубинность модельных построений. С привлечением данных о мантийных ксенолитах показано, что в отсутствие высоких значений ТП граница температуры Кюри может располагаться в мантии.

Карта рис. 2.15 демонстрирует низкие значения ТП 10–50 мВт/м², что свидетельствует о «холодной» мантии исследуемого региона [Цыбуля, Левашкевич, 1992; Kukkonen et al., 1998; Veikkolainen et al., 2017]. Данный факт подтверждает принимаемое в качестве исходного при моделировании положение о границе раздела кора – мантия как нижней кромке магнитных источников [Wasilewski et al., 1979; Wasilewski, Mayhew, 1982, 1992; Kimbell, Stone, 1995].

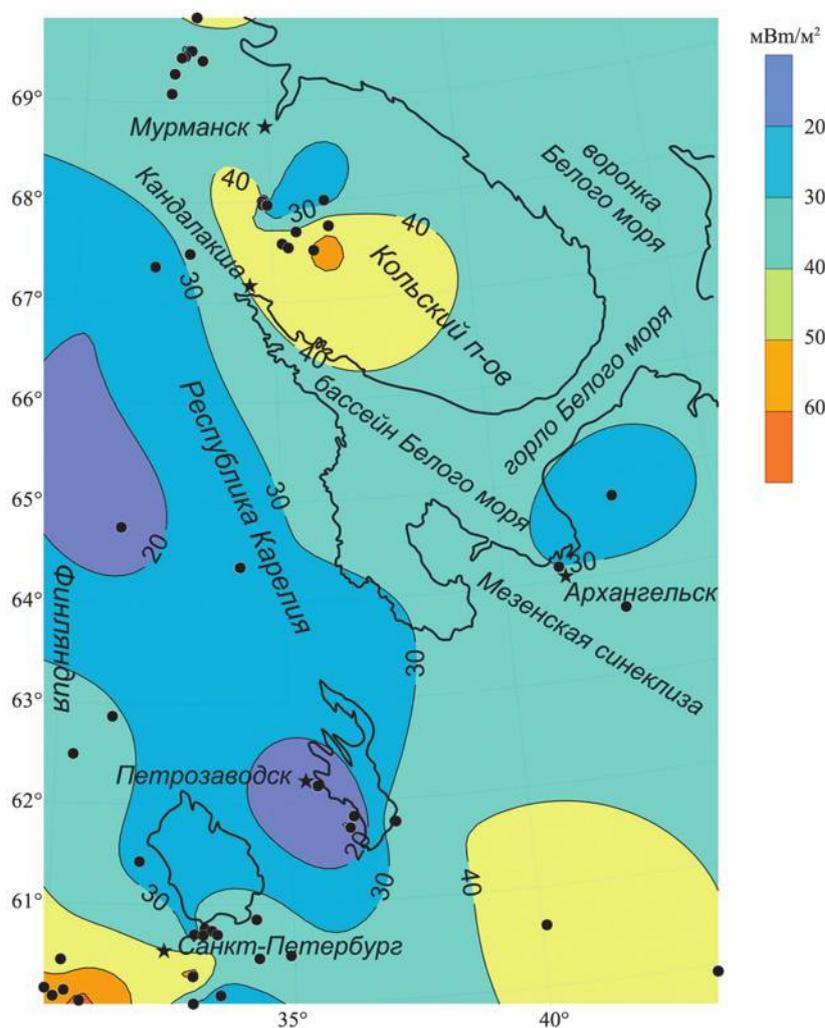


Рис. 2.15. Схема теплового потока Баренц региона [Цыбуля, Левашкевич, 1992; Глубинное строение..., 2004]

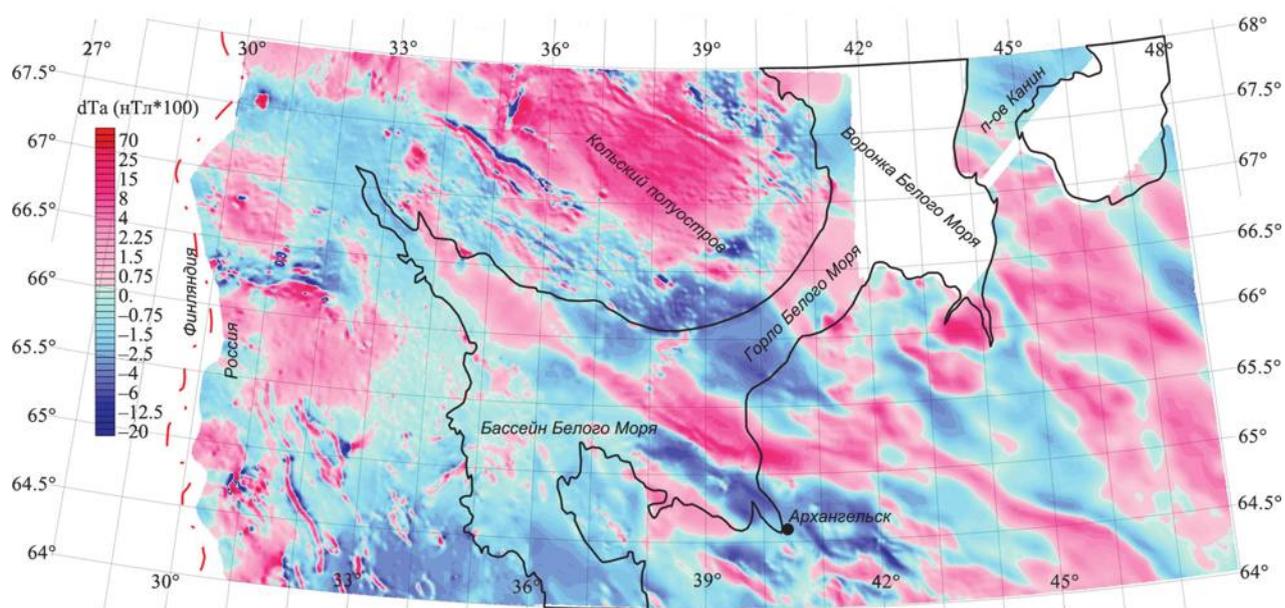


Рис. 2.16. Карта аномалии общей магнитной интенсивности в пределах листов Q-35 – Q-38

Технологии обработки. Базовые аэромагнитные данные для региона Беломорья были получены в период с 1958 по 1989 г. в ходе работ различного масштаба от 1 : 1 000 000 до 1 : 200 000. Нами использована цифровая матрица 500 × 500 м восточной части листа Q-35 и листов Q-36 – Q-38 в полном формате. Аномалии общей магнитной интенсивности показаны на рис. 2.16.

Цифровая модель аномального магнитного поля для обширной территории неизбежно имеет недостатки. К наиболее заметным относятся помехи, возникающие при совмещении отдельных листов карт, различия в плотности наблюдений, связанные с пониженной точностью съемки над акваторией Белого моря. Интерполяция разнородных данных также вызывает появление артефактов в компонентах с большим волновым числом.

Поскольку форма магнитных аномалий меняется в зависимости от геомагнитной широты, проводили редукцию наблюдаемого поля к полюсу (рис. 2.17) [Blakely, 1995]. Эта процедура приводит положительный максимум аномалии непосредственно над местоположением источника магнитного возмущения, а области перегиба кривой – к проекции контуров тел на дневную поверхность. Анализ глубинных источников осуществляется на основе преобразованных таким образом данных магнитных аномалий. Приповерхностные образования и другие источники шума могут давать аномалии с направлениями остаточной намагниченности, нарушающими это предположение. Однако коровые структуры, обеспечивающие нормально и обратно намагниченные поля, согласно [Beamish et al., 2016], должны быть адекватно представлены на картах редуцированного поля с точки зрения расположения их источников.

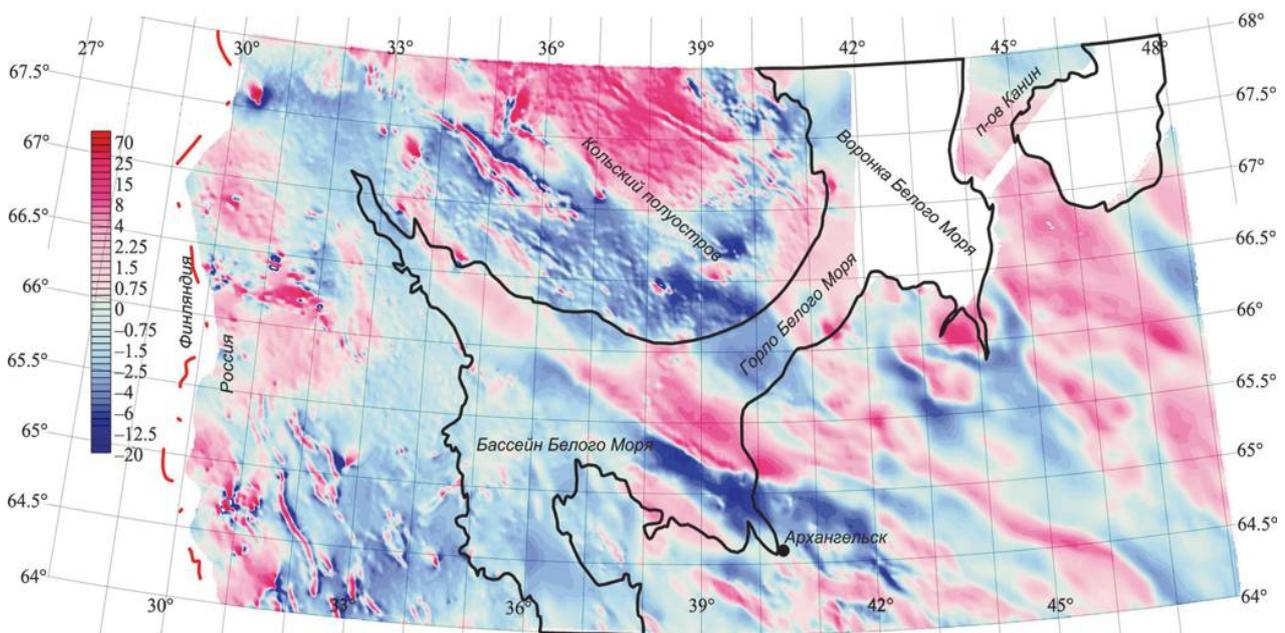


Рис. 2.17. Аномальное магнитное поле, редуцированное к полюсу

Полученное распределение аномального магнитного поля наглядно демонстрирует отличия в геологическом строении северо-западной территории с обнаженными кристаллическими образованиями Балтийского щита от юго-восточной – полностью перекрытой осадочным чехлом. Сглаживая короткопериодную составляющую поля, осадочный чехол ограничивает возможности прямых геологических методов в изучении вещественного состава и петрофизических свойств горных пород.

Из множества методов изучения распределения в земной коре источников магнитных аномалий [Пашкевич и др., 2014 и др.] для разнородной по геологическому строению земной коре Беломорья мы применили методику, апробированную для региона Британии [Beamish et al., 2016]. Одним из ее пунктов является рассмотрение производной наклона (TDR – tilt derivative), нулевые

значения которой, по мнению авторов [Miller, Singh, 1994], совпадают с проекцией контуров магнитных тел на дневную поверхность, а положительные значения располагаются непосредственно над телами. Для регулярной матрицы распределения потенциального поля физический смысл придают тангенсу отношения вертикальной и горизонтальной производных. Хотя сама по себе производная не имеет конкретной привязки по глубине источника, на сегодняшний день существуют алгоритмы выделения длинноволновых аномалий магнитного поля, относящихся к некоторым спектральным глубинным уровням. Нами использована процедура продолжения в верхнее полупространство. Процедура пересчета вверх – это особая форма фильтрации по длине волны, которая по существу используется для расчета потенциального поля набора данных на высоту, превышающую точку наблюдения. Продолжение вверх достигается экспоненциальным преобразованием [Blakely, 1995], уменьшающим влияние коротковолновой составляющей в совокупном наборе данных, а также неизбежно снижающим пространственное разрешение. Процедура выполняется путем преобразования Фурье исходной матрицы, умножения на экспоненциальную функцию, обратного преобразования Фурье для произведения. Преобразование считается «чистой» формой фильтрации, поскольку оно почти в значительной степени защищено от побочных эффектов. Пересчет в верхнее полупространство выделяет региональную составляющую аномального магнитного поля [Lyngsie et al., 2006], используется как средство оценки глубины до источника [Fedi et al., 2012].

Для условно объемного представления о распределении магнитных источников региональных магнитных аномалий (РМА) в земной коре Беломорского региона нами использованы карты значений производной наклона на различных глубинных уровнях (рис. 2.18–2.20).

В результате проведенного анализа получена серия глубоких положительно намагниченных зон для региона Белого моря, условно названных идеализированными аномалиями РМА. Выявленные источники длинноволновых магнитных аномалий над регионом отражают детали сложных процессов, протекающих в зонах тектонической активизации.

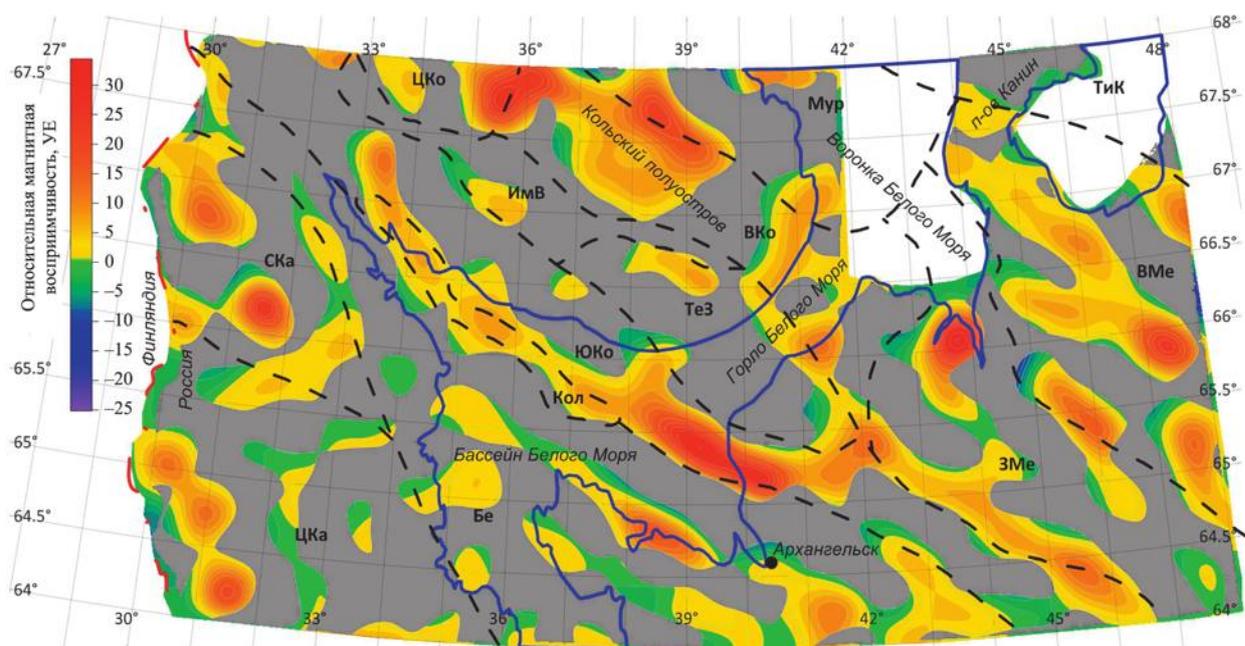


Рис. 2.18. Схема сопоставления производной наклона и зон повышенной магнитной восприимчивости для условного глубинного уровня 10 км

Серая заливка – отрицательные значения производной; цветовая шкала – уровень относительной магнитной восприимчивости по результатам 3D инверсии магнитного поля

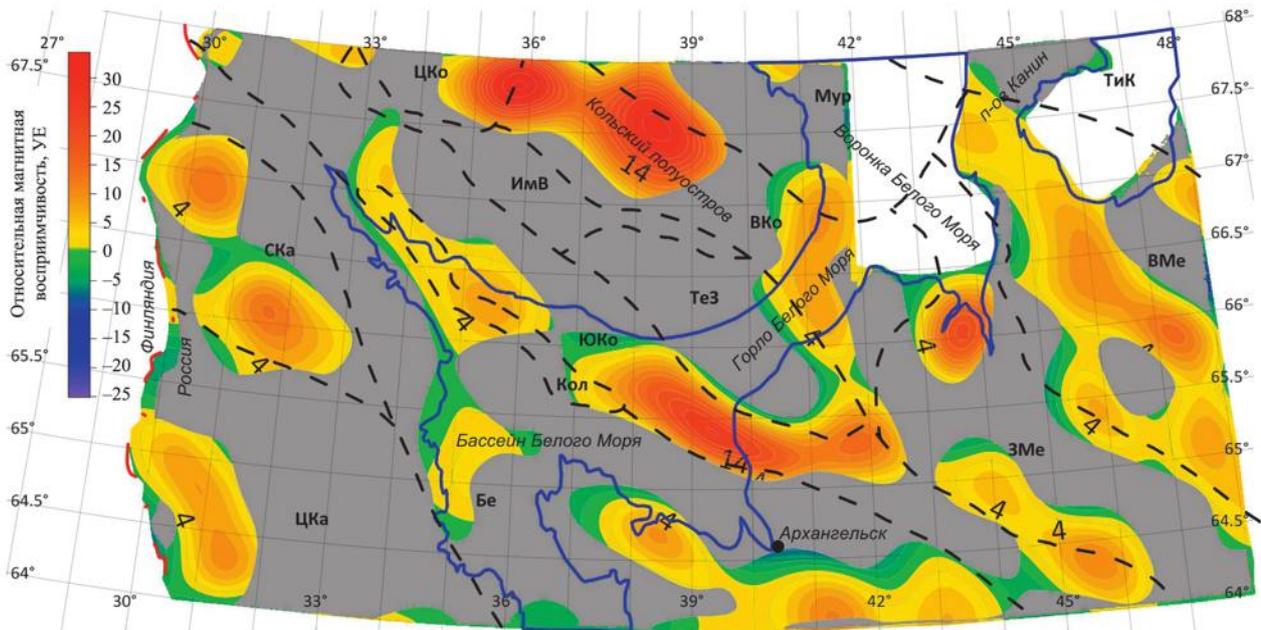


Рис. 2.19. Схема сопоставления производной наклона и зон повышенной магнитной восприимчивости для условного глубинного уровня 15 км

Серая заливка – отрицательные значения производной; цветовая шкала – уровень относительной магнитной восприимчивости по результатам 3D инверсии магнитного поля

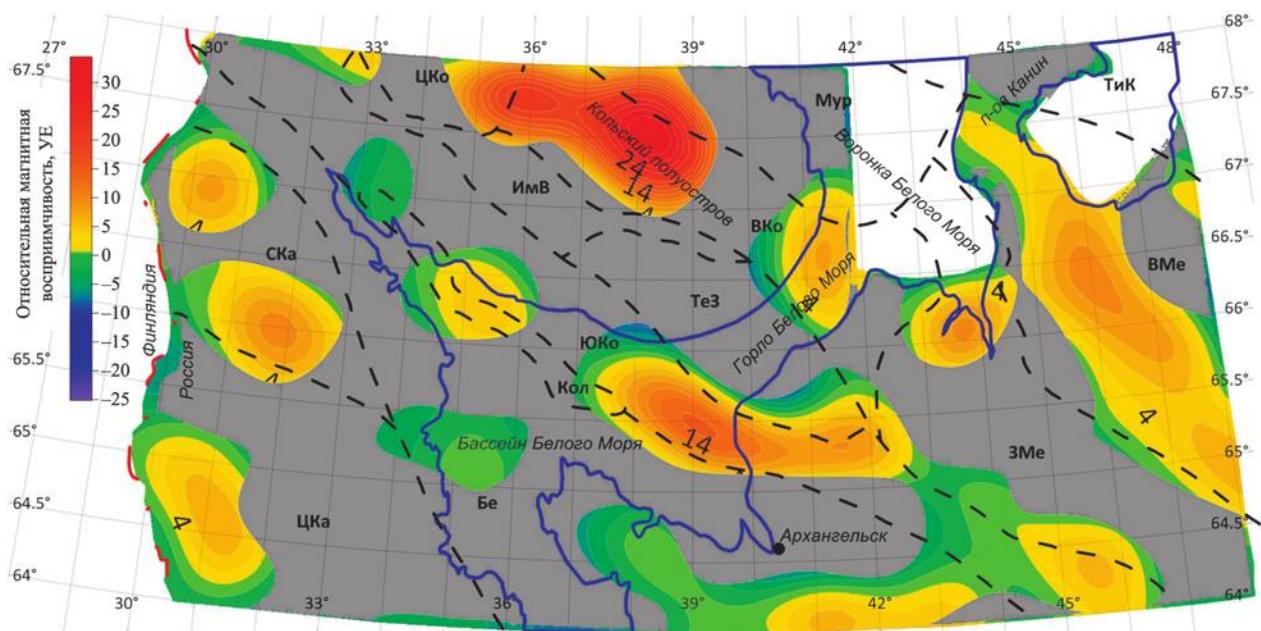


Рис. 2.20. Схема сопоставления производной наклона и зон повышенной магнитной восприимчивости для условного глубинного уровня 20 км

Серая заливка – отрицательные значения производной; цветовая шкала – уровень относительной магнитной восприимчивости по результатам 3D инверсии магнитного поля

Полученные таким образом модельные срезы магнитного поля представляют его региональные составляющие для соответствующих глубинных уровней (рис. 2.21).

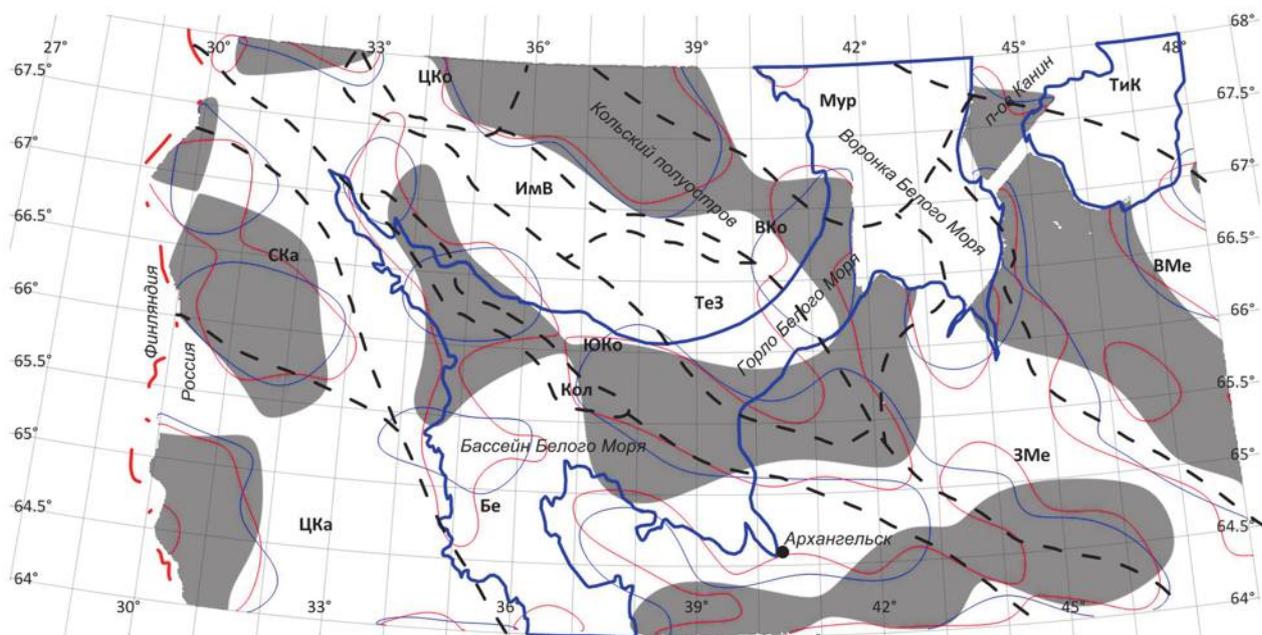


Рис. 2.21. Сопоставление пространственного распределения РМА для трех глубинных уровней: серая заливка – 20 км; синяя линия – 15 км; красная линия – 10 км

О возможной природе источников РМА. За время изучения региональных магнитных аномалий докембрийских щитов и платформ произошла своеобразная эволюция взглядов на возможную их природу. Прежде всего, РМА связывались с суммарным эффектом источников верхней части коры, что по мере детального изучения петромагнитных параметров пород кристаллического фундамента позволило достоверно оценить вклад последних в аномальное магнитное поле и обосно-

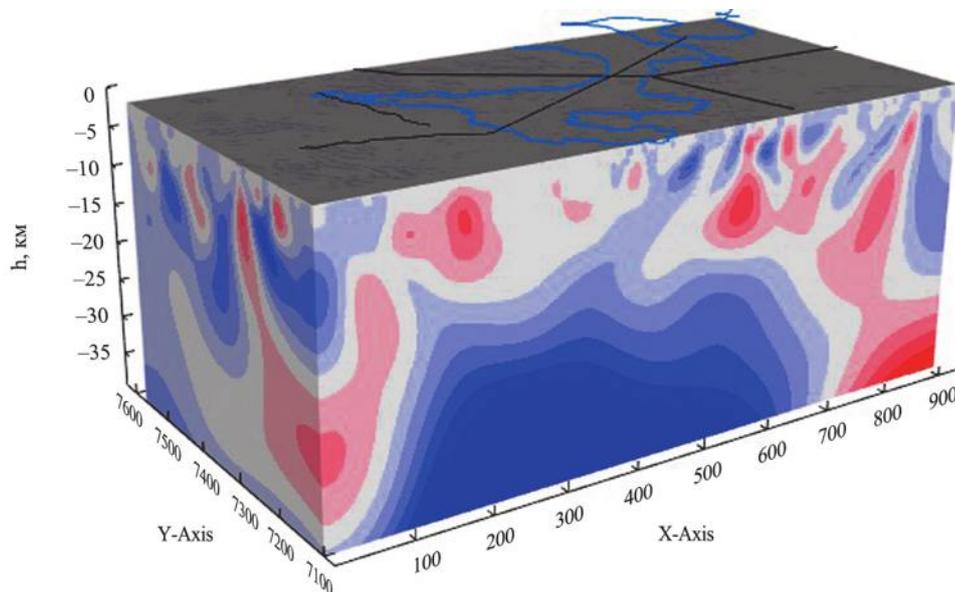


Рис. 2.22. 3D модель распределения магнитной восприимчивости в земной коре Беломорского региона

ванно сделать заключение о существовании глубинных магнитных источников. Первоначально источники РМА интерпретировались как глубинные массивы пород основного состава, но по мере накопления данных о составе и строении земной коры, в том числе и по результатам изучения глубинных ксенолитов, типах ведущих ферромагнетиков, характере метаморфизма, Р-Т- f_{O_2} режиме литосферы и о тектонических обстановках, благоприятных для формирования магнитных образований, природа источников связывалась с ядрами древнейшей консолидации коры, переработанными ядрами, шовными многократно активизированными и флюидоподводящими зонами, чарнокит-гранулитовыми поясами, проторифтогенными структурами и др. В зависимости от принятых концепций изменялись и модели источников, прежде всего, предельная глубина залегания их нижних кромок, тип намагниченности и характер изменения ее с глубиной. Основательный анализ данной проблемы был изложен в работах З. А. Крутиховской с соавт. [1986] и обобщен в последующих публикациях.

Что касается тектонотипов РМА, то подавляющее большинство их источников приурочены к шовным зонам [Петромагнитная..., 1994; Орлюк, Пашкевич, 2012; Пашкевич и др., 2014]. При поддвиго-надвиговом характере перемещения, часто приводящем к типичному для этих зон «сдвиганию» мощности коры, нижние кромки источников могут находиться в поднадвиговой зоне ниже глубин возможного существования ферромагнетиков в ненарушенном разрезе (~30 км в коре щитов) (рис. 2.22). Каждый из приведенных вариантов объяснения природы РМА в условиях древних щитов нуждается в петрологических и термодинамических реконструкциях, что является далеко не однозначной задачей.

2.4. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА

На схеме глубинного строения региона с наложенными разломами (см. рис. 2.13) цветом выделены крупные тектонические области (геоблоки): Мурманская, Тимано-Канинская, Кольская, Мезенская и Карельская, а также ряд меньших блоков (Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 и Объяснительные записки к листам Q-35, 36, 37, 38 (третье поколение, 2009)). Мурманский геоблок на Кольском полуострове приурочен к северо-восточной окраине Фенноскандинавского щита. Тимано-Канинский геоблок представлен Канино-Северотиманским мегавалом в составе Тимано-Печорской плиты. Структурно-вещественные комплексы Кольского, Мезенского и Карельского геоблоков представлены комплексами Мезенской синеклизы. Эти геоблоки относят к Русской платформе. Распределение плотностных и магнитных неоднородностей в земной коре, полученное в результате решения 3D обратной задачи, приведено на рис. 2.8, 2.22.

Мурманский геоблок Кольского полуострова сложен гранито-гнейсами и гранитоидами, его рассматривают как позднеархейский кратон возраста 2.7–2.8 млрд лет. По геофизическим данным считается, что элементы его структуры являются фундаментом Понойского перикратонного прогиба в воронке Белого моря.

Тимано-Канинский геоблок расположен в северо-восточной части изучаемой площади. Результаты сейсморазведки и моделирования указывают на двухъярусное (складчатое и кристаллическое) строение его верхней коры. Суммарная мощность осадочного чехла и верхней коры 14–16 км.

Мощность складчатых пород рифея оценивается в 8–9 км. Скорости продольных волн в подстилающих рифейских породах кристаллического фундамента повышены, $V_p = 6.15–6.35$ км/с. Мощность земной коры составляет 38–40 км.

Мезенский геоблок находится в пределах Мезенской синеклизы и считается перикратонной частью Восточно-Европейской платформы.

Мезенская синеклиза сформировалась над системой рифейских авлакогенов. Рифты этой континентальной окраины Восточно-Европейской платформы представляют субпараллельные грабенообразные прогибы, имеющие протяженность в несколько сотен километров. Грабены сложены рифейскими образованиями мощностью до 8–10 км, асимметричны и, как правило, сегментированы

кулисообразными перемычками. Разделяющие грабены горсты представлены совокупностью разновысоких поднятий.

В воронке Белого моря и в устье р. Мезени сейсморазведкой установлены две крупные положительные гравитационные аномалии – Мезенский и Конушенский гравитационные максимумы. Этот факт свидетельствует об утонении земной коры в северо-западной части Мезенской синеклизы. Глубина залегания ПМ по данным сейсморазведки здесь составляет 27–30 км, это наименьшие значения для Русской плиты. Утонение коры может вызывать внедрение мантийных диапиров. Подтверждением этому является зона пониженных скоростей ($V_p = 0.1–0.3$ км/с), выделенная на глубине 12–22 км. Резкий подъем нижних границ коры может приводить к появлению тел, характеризующихся высокой скоростью распространения упругих волн и намагниченностью, дающей положительные аномалии магнитного поля [Модели земной..., 2007]. По аномалиям физических полей и мощности осадочного чехла в Мезенском геоблоке выделяют Западно-Мезенский и Восточно-Мезенский блоки. Для Восточно-Мезенского блока – внешней части перикратона – характерными чертами являются высокие значения граничной скорости продольных волн вдоль ПМ (8.2–8.4 км/с) и большая мощность венд-фанерозойских осадков, достигающая 5–6 км.

У Западно-Мезенского блока, представляющего собой внутреннюю часть перикратона, мощность венд-палеозойского чехла не превышает 1 км.

Кольский геоблок состоит из блоков разного строения, имеющих разную геологическую историю. На Фенноскандинавском щите его рассматривают как гранит-зеленокаменную (гранулит-зеленокаменную) область, испытавшую в архее и раннем протерозое структурно-метаморфические преобразования. Различают Восточно-Кольскую и Южно-Кольскую части геоблока [Шаров, 2017].

Нижняя часть архейской коры юго-восточной части Восточно-Кольского блока на Кольском полуострове сложена гранитами и гранито-гнейсами. По характерным аномалиям геофизических полей структуры блока продолжают через горло Белого моря. На Зимнем берегу Белого моря их представляет Кулойский выступ и фундамент северо-западного замыкания Лешуконского грабена.

Южно-Кольский блок простирается от побережья Кольского полуострова на акваторию Белого моря, Зимний берег и далее на юго-восток. На юго-востоке с ним связан Керецко-Пинежский грабен, сложенный породами рифея мощностью около 7 км. На Кольском полуострове и Зимнем берегу фундамент блока представлен архейскими мигматит-анатектит-гранитами и гранито-гнейсами, частично переработанными в раннем протерозое.

Южно-Кольский блок относят к Беломорскому подвижному поясу. Из данных петрогеохимических и изотопных исследований следует, что в палеопротерозое он, вероятно, испытал тектонотермальную переработку.

Граница между Карельской и Кольской тектоническими областями проходит по крупной тектонической зоне (см. рис. 2.13). На акватории Белого моря зона проявляется локальными положительными аномалиями потенциальных полей. Выделяемые на южном побережье Кольского полуострова в Умбинской и Порьей губах эндербит-чарнокитовый и метаморфические комплексы раннего протерозоя могут быть юго-восточным продолжением коллизионного шва (1.95–1.90 млрд лет) Лапландско-Кольского орогена, разделяющего Карельский и Кольский архейские кратоны.

Карельская тектоническая область в пределах исследуемой площади представлена Беломорским блоком, который Кандалакшско-Онежский разлом делит на две части. По данным сейсморазведки, с глубиной разлом выполаживается и, вероятно, уходит в нижнюю кору. Как и Южно-Кольский блок, Беломорский блок включают в состав Беломорского подвижного пояса – позднеархейской коллизионной структуры, переработанной в раннем протерозое процессами рифтогенеза и орогении. Распространенными архейскими комплексами являются зеленокаменные пояса с наиболее вероятным возрастом 2.7 млрд лет.

Заключение. При помощи геоинформационных технологий системы «Интегро» построены согласованные 2D геолого-геофизические модели и 3D-модели распределения плотностных и магнитных неоднородностей строения земной коры Беломорья на всю ее мощность. Полученные путем решения прямых и обратных геофизических задач результаты основаны на известных сейсмических, гравиметрических, магнитометрических, петрофизических и геологических данных.

Используемая в качестве опорной скоростной модели кристаллической коры региона четырех-слойная модель аппроксимирует реальную скоростную структуру коры, в единой форме представляет разрезы профилей.

В верхнем слое К1 скорости продольных волн составляют 5.9–6.2 км/с, в среднем К2 – 6.3–6.5 км/с, в нижнем, переходном коромантийном, К3 – 6.6–6.8 км/с. На границе М, отделяющей земную кору от верхней мантии, скорость продольных волн изменяется до 8.0–8.2 км/с.

Построенные по детально отработанным профилям ГСЗ плотностные и магнитные 3D-модели демонстрируют мозаично-блоковое строение земной коры.

В верхней части коры граница К1 отражает изменения петрофизических свойств пород, в ряде блоков выделяет высокоскоростные внедрения и низкоскоростные пропластки мощностью 3–8 км. Высокоскоростные блоки ассоциированы с геологическими телами повышенной плотности. Для юго-востока Кольского полуострова, отдельных частей Белого моря, северной части Архангельской области глубина границы составляет 13–15 км, тогда как в остальной части мощность верхней коры достигает от 17 до 20 км. Граница К2, связанная, по-видимому, с изменением реологических свойств пород на больших глубинах, на фоне средних глубин 28–30 км по региону имеет локальные подъемы до 18–20 км в районе геотраверса АР-3 и в Белом море, до 25 км под Мезенской структурой и на Кольском полуострове.

Магнитные модели литосферы получены на основе вывода о расположении изотермической поверхности Кюри глубже границы М, подтверждаемого низкими значениями теплового потока в регионе. Плотностные и магнитные неоднородности в мантии для компенсации наблюдаемых гравитационного и магнитного полей в процессе моделирования не привлекались.

Разработанные модели соответствуют главным элементам строения литосферы, блоковому районированию по типам земной коры. Полученные результаты подтверждают современные представления о глубинном строении Беломорья, сформированные в ходе натуральных экспериментов, интерпретации и обобщения геолого-геофизических данных, и могут быть применены для детального изучения строения литосферы региона, установления связи верхних горизонтов земной коры с глубинной структурой, выяснения характера геофизических границ, комплексирования с геодинамическими и петрологическими моделями, разработки критериев проведения минерагенических оценок. Способные учитывать влияние регионального фона, они позволяют повысить достоверность детального моделирования геологических объектов. Преимуществом является возможность корректировки моделей по мере включения в них дополнительных данных.

2.5. СТРОЕНИЕ ТРУБОК «ПИОНЕРСКАЯ» И «ЧИДВИНСКАЯ» АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСА ПАССИВНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Архангельская алмазоносная провинция (ААП). На сегодняшний день является второй после Якутии территорией Российской Федерации с разведанными запасами коренных месторождений алмазов. На ее территории, помимо двух коренных месторождений (им. М. В. Ломоносова и им. В. П. Гриба), известно около 90 трубок и силлов щелочных ультраосновных пород [Богатилов и др., 1999; Головин, 2003].

Для поиска трубок взрыва в основном применяется комплексная интерпретация магниторазведочных и электроразведочных данных [Кутинов, Чистова, 2004]. Благодаря данному комплексу методов на территории ААП открыто более 50 трубок взрыва, из которых более 15 – алмазоносные [Синицын и др., 1992]. Однако трубки взрыва не всегда могут быть однозначно выделены электроразведочными и магниторазведочными методами [Кутинов, Чистова, 2004]. Трудности поиска обусловлены эрозией наиболее намагниченной кратерной части, слабой намагниченностью наиболее продуктивных пород, малыми размерами большинства трубок, наличием объектов «помех», вероятностью пропуска слабых магнитных аномалий даже при магниторазведке высокого разрешения, отсутствием

абсолютных физических параметров, характерных именно трубкам взрыва [Кутинов, Чистова, 2004]. На трубках ААП были опробованы методы МОГТ, по данным которых трубки взрыва проявлялись как зоны потери корреляции. Однако подобным образом проявлялись и палеодолины, что существенно снижало эффективность работ [Кутинов, Чистова, 2004]. Также реализации активных сейсмических методов препятствовала их высокая трудоемкость [Суворов, 1993]. Кроме того, ААП занимает обширную, труднодоступную площадь с ранимой окружающей средой, что существенно осложняет реализацию сейсморазведочных методов.

Перечисленными причинами обусловлен кризис в эффективности использования магниторазведки для поиска кимберлитовых тел. Данный факт отразился на результатах поисковых работ. Так, если в начале 80-х годов прошлого столетия эффективность заверки магнитных аномалий составляла 20%, в конце 80-х годов – 12.5%, то в 90-е годы она составила уже менее 1% [Коротков, 2011]. В наши дни для территории ААП этот показатель составляет менее чем 0.5% [Стогний, Коротков, 2010].

Названные факты говорят о необходимости дополнительного изучения земной коры севера Русской плиты сейсмическими методами. Основным признаком трубок взрыва является их строение в виде перевернутого конуса [Милашев, 1984]. Следовательно, для поиска трубок взрыва необходимо применять методы, направленные на выявление в среде вертикально ориентированных геологических объектов. Минимизации трудоемкости и негативного воздействия на окружающую среду можно добиться путем использования пассивных методов [Николаев, 1997; Горбатиков и др., 2008, 2009; Данилов, 2011]. Среди пассивных сейсмических методов, нацеленных на выделение субвертикальных неоднородностей, можно выделить метод микросейсмического зондирования (ММЗ) [Горбатиков и др., 2008]. На практике ММЗ был успешно опробован на ряде трубок [Горбатиков и др., 2009; Данилов, 2011; Попов и др., 2013; Киселев и др., 2016; Французова, Данилов, 2016]. Для повышения информативности, ММЗ целесообразно использовать совместно с методом пассивной сейсмической интерферометрии [Wapenaar, Draganov, 2010] и методом отношения горизонтальных компонент микросейсм к вертикальным компонентам (H/V) [Nakamura, 1989]. Метод H/V позволяет выявлять в исследуемой среде горизонтально ориентированные границы горных пород, существенно отличающиеся друг от друга по величине акустического импеданса (например, граница, разделяющая породы кристаллического фундамента и осадочный чехол). С помощью метода пассивной сейсмической интерферометрии можно восстановить скоростную модель среды и более точно оценить глубины залегания границ в методе H/V и неоднородностей в методе ММЗ.

Ввиду сложного геологического строения трубок взрыва и вмещающей среды для более уверенной интерпретации результатов ММЗ целесообразно использовать радиологические данные. Так, высокоточная гамма-спектрометрия и эманационная съемка позволяют оперативно выделять в пространстве аномалии, связанные с различными глубинными объектами. Гамма-спектрометрические исследования с высокой эффективностью широко применяются для поисков рудных месторождений полезных ископаемых [Суеркулов и др., 1985]. Также в результате радиометрических исследований установлено, что в верхних горизонтах горных пород над трубками наблюдается повышенное общее гамма-излучение и увеличение концентраций ряда радиоактивных элементов. Границы трубок выделяются аномалиями эманаций радона в почвенном воздухе.

Кроме того, в результате исследований особенностей распределения радиоактивных изотопов в породах трубки Архангельская было установлено, что радиоактивные элементы концентрируются во вмещающих породах в околотрубочном пространстве, здесь же в приконтактной области наблюдается нарушение векового равновесия четных изотопов урана [Яковлев и др., 2015].

Метод микросейсмического зондирования (ММЗ). В соответствии с [Горбатиков, Цуканов, 2011], метод микросейсмического зондирования основан на свойстве фундаментальной моды волн Рэлея взаимодействовать с заглубленной и локализованной по вертикали и горизонтали неоднородностью геологической среды. В окрестности низкоскоростной неоднородности фундаментальная мода волны Рэлея увеличивает свою интенсивность и уменьшает интенсивность в окрестности высокоскоростной неоднородности среды. При этом неоднородность может находиться на некоторой глубине, а соответствующие вариации микросейсм могут быть зарегистрированы на поверхности Земли. Метод реализуется при допущении, что вертикальная компонента микросейсмического поля

определяется преимущественно вкладом фундаментальной моды волн Рэлея. При этом волны Рэлея в зависимости от длины волны вовлекают в колебательное движение слои от первых метров до сотен километров. Так различные методы анализа поверхностных волн позволяют исследовать глубины до нескольких сотен километров [Lin et al., 2012; Eddy, Ekström, 2014].

Технология измерений и обработки включает [Горбатиков и др., 2008]:

- последовательные замеры микросейсм одновременно передвигной и опорной станциями;
- расчет распределения интенсивности микросейсм относительно опорной станции по профилю;
- привязка полученных значений к соответствующей глубине.

Пересчет частот в соответствующие глубины производится по формуле [Горбатиков, Цуканов, 2011]:

$$H(f) = kV_r(f)/f, \quad (1)$$

где $H(f)$ – глубина слоя, для которого строится изображение; $V_r(f)$ – фазовая скорость волны Рэлея; f – частота в спектре микросейсмического сигнала; k – численный коэффициент, приблизительно равный 0.4–0.5.

На основе полученных спектров строится диаграмма распределения относительной интенсивности микросейсм вдоль профиля и по глубине. Данное распределение и отражает наличие аномалий скоростных свойств в исследуемой среде. Зоны с пониженной интенсивностью микросейсм определяют участки с повышенными скоростными свойствами, а зоны с повышенной интенсивностью – участки пониженных скоростей [Горбатиков и др., 2008].

Метод пассивной сейсмической интерферометрии позволяет восстановить эмпирическую функцию Грина исследуемой среды из сейсмического шума [Wapenaar, Draganov, 2010]. Данная возможность обусловлена тем, что сейсмический шум представляет собой суперпозицию волн от различных источников (волновое поле). При наложении волнового поля, записанного сейсмометрами, разнесенными на некоторое расстояние в один и тот же момент времени, возникает интерференция. Таким образом, происходит усиление волн от отдельных источников. В данном случае временной сдвиг, соответствующий интерференционному максимуму, является временем распространения сейсмической волны между двумя станциями.

Практическая реализация метода пассивной сейсмической интерферометрии основана на расчете взаимно-корреляционных функций сейсмического шума по формуле [Wapenaar, Draganov, 2010]:

$$C(r_1, r_2, \tau) = \int_{-t}^t a(r_1, t)b(r_2, t-\tau) dt, \quad (2)$$

где t – время; τ – временной сдвиг; a , b – записи сейсмометров; r_1 , r_2 – координаты сейсмометров.

Согласно [Wapenaar, Draganov, 2010], взаимно-корреляционная функция приблизительно равна эмпирической функции Грина исследуемой среды:

$$C(r_1, r_2, \tau) \approx G(r_1, r_2, \tau). \quad (3)$$

В районах, примыкающих к акваториям морей, микросейсмический шум состоит в основном из поверхностных волн Рэлея [Bath, 1974]. Эмпирическая функция Грина, восстановленная из такого волнового поля, представлена в основном только поверхностно-волновой частью. Следовательно, по дисперсионным кривым функций Грина можно восстановить скоростной разрез поперечных сейсмических волн исследуемой среды.

Метод отношения горизонтальных и вертикальных компонент сейсмического шума (H/V). В основе метода лежит анализ трехкомпонентных записей сейсмического шума, направленный на выявление и оценку его резонансной частоты [Lane et al., 2008]. Резонансная частота определяется посредством анализа отношения горизонтальных и вертикальных компонент сейсмического шума. Данный метод использовался для оценки мощности осадочного чехла, картирования поверхности кристаллического фундамента, а также для выявления разломов во многих работах [Ibs-von Seht, Wohlenberg, 1999; Delgado et al., 2000; Parolai et al., 2002 и т. д.].

Для двухслойной модели среды резонансная частота n -й моды, в зависимости от мощности верхнего слоя, определяется выражением [Lane et al., 2008]:

$$f_m = \frac{(2n+1)V_s}{4Z}, \quad (4)$$

где V_s – средняя скорость поперечных волн в верхнем слое; Z – мощность верхнего слоя.

В работе [Nakamura, 1989] показано, что резонансная частота фундаментальной моды может быть определена из отношения спектров горизонтальных и вертикальных компонент сейсмического шума:

$$f_{r0} = \sqrt{\frac{S^2(\omega)_{NS} + S^2(\omega)_{WE}}{2S^2(\omega)_V}}, \quad (5)$$

где $S(\omega)_{NS}$, $S(\omega)_{WE}$ – спектры горизонтальных компонент записи; $S(\omega)_V$ – спектр вертикальной компоненты записи.

Таким образом, если известна скорость поперечных волн в верхнем слое, мощность данного слоя, согласно выражениям (4) и (5), определяется по формуле:

$$Z = \frac{V_s}{4\sqrt{\frac{S^2(\omega)_{NS} + S^2(\omega)_{WE}}{2S^2(\omega)_V}}}. \quad (6)$$

Ограничением применимости данного метода является условие:

$$\rho_1 V_{s1} \leq 2\rho_2 V_{s2}, \quad (7)$$

где V_{s1} , V_{s2} – скорости поперечных волн в первом и во втором слое; ρ_1 , ρ_2 – плотности в первом и втором слое, соответственно. Иными словами, акустический импеданс в верхнем слое должен быть как минимум в два раза ниже, чем в нижнем слое.

Радиометрические методы. Ранее радиоактивные свойства кимберлитовых пород не рассматривались в качестве критерия при проведении поисковых работ на алмазы [Контарович, Цыганов, 2000]. Согласно основополагающей работе А. А. Смылова [1974] по исследованию геохимии урана и тория в земной коре и, в частности, магматическом процессе, изверженные породы ультраосновного состава, к которым относятся и кимберлиты, характеризуются минимальным содержанием радиоактивных элементов (по урану >1 г/т). С уменьшением содержания кремнекислоты в магматическом расплаве, резко уменьшается концентрация радиоактивных элементов. Однако с накоплением данных о содержании радиоэлементов в кимберлитах различных алмазоносных провинций мира было установлено, что концентрация U и Th в них может сильно варьировать.

Первые данные по содержанию U и Th в кимберлитах были приведены в статье Л. Ш. Аренса [Ahrens et al., 1967] для африканских образцов. Затем в работе [Lutts, Mineeva, 1973] появились данные по содержанию радиоактивных элементов в породах кимберлитовых трубок Сибири. Согласно этим данным содержание радиоэлементов в кимберлитах сопоставимо с гранитами и характеризует наиболее высокими концентрациями U и Th в ряду ультраосновных пород. Содержание урана в кимберлитах Сибирской платформы закономерно возрастает от южных к северным районам: от 2.0 г/т до 8.2 г/т. В. Л. Зверевым с соавт. [1979] также установлены в породах высокие концентрации U (около 11 г/т) и Th (около 39 г/т).

В образцах кимберлитов Индии содержание U и Th было определено Д. К. Паулем с соавт. [Paul et al., 1977]. Для 21 образца кимберлитов Индии был отмечен широкий разброс значений концентрации урана и тория. Содержание суммарного урана колебалось от 1.87 до 3.93 г/т, тория – от 14.02 до 60.44 г/т. Были отмечены переменность и сложность корреляционных связей U, Th, K и сделаны выводы о том, что обогащение U связано с процессами подъема кимберлитовой магмы.

Исследование естественных радиоактивных элементов гамма-спектрометрическим методом в кимберлитах и вмещающих породах района Форт де ла Корн (Канада) представлено в работе

[Mwenifumbo, Kjarsgaard, 1999]. На основе анализа кимберлитов и образцов вмещающих меловых отложений было показано принципиальное их отличие по содержанию К, U и Th. Показано, что кимберлиты обогащены ураном и торием и обеднены калием. Кроме того, установлено, что радиоактивность кимберлитов связана с акцессорными минералами апатита и перовскита.

Согласно работам [Фролов и др., 2005; Лапин, Толстов, 2007] кимберлиты ААП характеризуются значительно более низкими концентрациями U и Th по сравнению с известными кимберлитовыми провинциями мира. Кроме того, А. А. Фроловым с соавт. [2005] для кимберлитов ААП установлены отрицательные аномалии высокочarged редких элементов, тория, титана и низкие величины индикаторных отношений Ce/Y, Nb/Zr и Th/U. На основании этих данных кимберлиты ААП были выделены в отдельный геохимический тип – D. Существенным является и отличие кимберлитов D-типа от кимберлитов традиционных алмазоносных районов Якутии в минеральном составе, который обуславливает их низкую магнитную восприимчивость [Лапин, Толстов, 2007], что затрудняет применение магниторазведки для поисков кимберлитов этого типа.

На примере трубки Пионерская месторождения им. М. В. Ломоносова [Яковлев и др., 2016] были также установлены низкие концентрации U в кимберлитах – около 0.4 г/т. При этом концентрация U снижается с увеличением глубины, что говорит о еще большей обедненности радиоактивными элементами магматического источника кимберлитов ААП. Также были отмечены аномалии изотопного состава урана во вмещающих породах приконтактной области [Яковлев и др., 2015].

Таким образом, данные по содержанию радиоэлементов в кимберлитах ААП свидетельствуют об их низкой радиоактивности. Тем не менее известным является то, что в приконтактных зонах магматических тел накапливаются радиоактивные элементы в результате формирования восстановительных условий в околотрубочном пространстве под действием щелочных флюидов [Смыслов, 1974; Арбузов, Рихванов, 2009]. Магматическое тело при этом выступает в качестве геохимического барьера. В результате гамма-спектрометрических исследований нами было установлено, что и в пределах кимберлитовых тел на контакте с вмещающими породами наблюдается накопление U, Th, K [Яковлев и др., 2015]. Концентрирование радиоактивных элементов в околотрубочном пространстве создает вторичные ореолы рассеяния во вмещающих и перекрывающих отложениях, обуславливая их повышенную радиоактивность [Контарович, Цыганов, 2000; Цыганов и др., 2004].

Аэрогамма-спектрометрические работы на территории Якутской алмазоносной провинции показали, что многие кимберлитовые трубки выделяются на фоне вмещающих отложений повышенными концентрациями тория и пониженными калия, представленными вторичными геохимическими ореолами, которые совпадают с ореолами индикаторных минералов от кимберлитов [Бабаянц и др., 2006]. Радиометрические и гамма-спектрометрические съемки хорошо зарекомендовали себя при поисках коренных месторождений алмазов туффизитового типа, которые на участках с малой мощностью покровных отложений выделяются повышенной радиоактивностью [Рыбальченко и др., 2011]. Высокая перспективность использования гамма-спектрометрии для обнаружения кимберлитовых тел была показана на примере алмазоносных районов Канады [Mwenifumbo, Kjarsgaard, 1999].

В период открытия первых алмазоносных трубок ААП гамма-спектрометрия в аэроварианте применялась в комплексе с традиционными геофизическими методами, но дальнейшего развития не получила, хотя было показано, что в благоприятных ландшафтно-геологических условиях непосредственно кимберлитовые тела выделяются аномалиями гамма-поля [Бабаянц и др., 2006]. Основной причиной, осложняющей применение аэрогамма-спектрометрической съемки на территории ААП, является развитие мощной толщи перекрывающих отложений, создающей сложную картину ореолов рассеяния радиоэлементов от кимберлитов. В связи с этим такие слабо проявленные аномалии можно зафиксировать только в прямом контакте с горной породой при наземных измерениях. Аэрогамма-спектрометрическая съемка при этом оказывается неэффективной, так как при ее проведении излучение на детектор приходит из суммарной площади радиусом более 100 м. Таким образом, основным направлением развития радиометрических методов поисков кимберлитовых тел на территории ААП является увеличение чувствительности гамма-съемки, которое может быть достигнуто в результате перехода к наземной гамма-спектрометрии благодаря приближению детектора к объекту исследования.

2.5.1. Исследование трубки Пионерская месторождения им. М. В. Ломоносова по данным пассивных сейсмических методов

Трубка Пионерская входит в состав месторождения им. М. В. Ломоносова и является самой крупной из промышленно алмазоносных трубок Золотицкого поля [Стогний, Коротков, 2010]. Геологическое строение трубки представлено на рис. 2.23–2.24 [Вержак, Гаранин, 2005]. Ее размеры составляют около 1000 × 500 м. В вертикальном разрезе она представляет собой две сближенные трубки с общим раструбом и относится к двухкорневым диатремам.

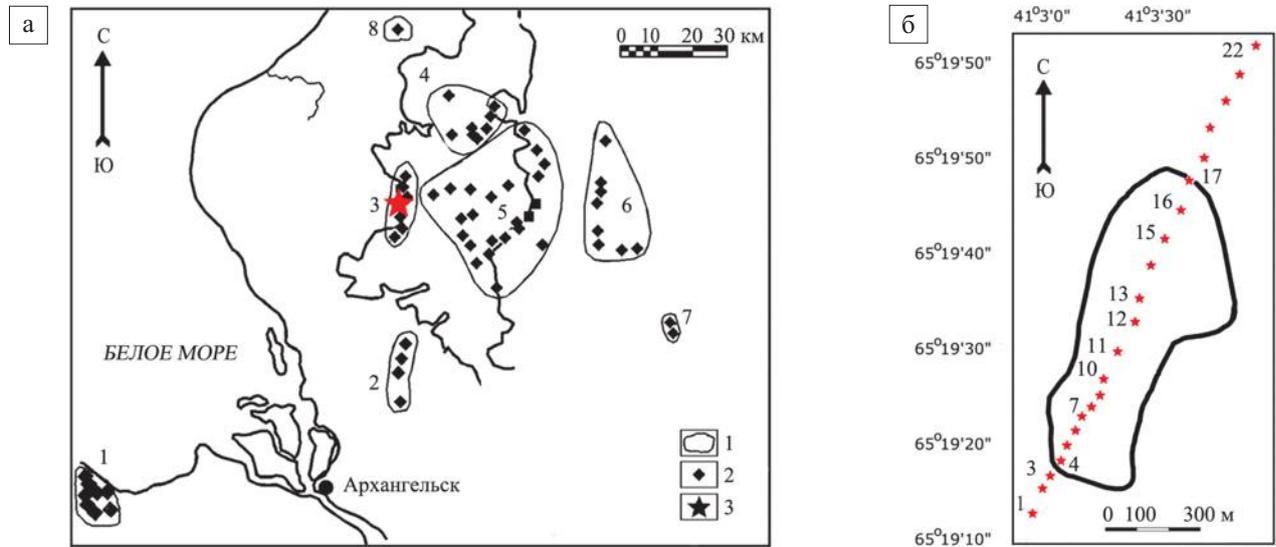


Рис. 2.23. Расположение трубок взрыва Архангельской алмазоносной провинции (а) и план исследуемой трубки Пионерская [Вержак, Гаранин, 2005] с нанесенными пунктами замеров микросейсм (б)

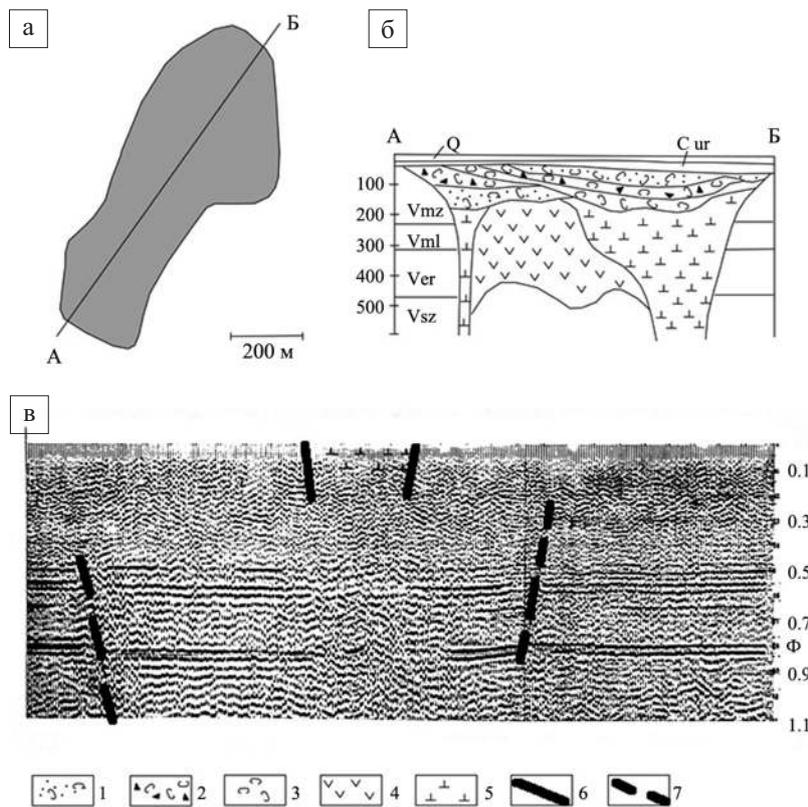


Рис. 2.24. Геолого-геофизические данные о трубке Пионерская:

а–б – геологическое строение [Вержак, Гаранин, 2005];

в – данные МОГТ; 1–3 – кратерная фац-
ция: 1 – туфогенно-осадочная толща,
сложенная преимущественно туфопес-
чаниками с прослоями туфоалевролитов;
2 – туфобрекчии вмещающих пород;
3 – туфогенная толща, песчаные туфы;
4–5 – жерловая фац-ция: 4 – лито-кристал-
локластические туффзитовые брекчии
(туфо- и ксенотуфобрекчии) I фазы внедрения;
5 – автолитовые туффзитовые брекчии II фазы внедрения

Над трубкой Пионерская первоначально образовалась туфогенно-осадочная толща над южным подводющим каналом. Позднее, при образовании северного подводщего канала, она была прорвана при взрыве. Образовавшийся кратер был выполнен более поздней туфогенно-осадочной толщей [Ларченко и др., 2004].

Жерловую фацию трубки заполняют автолитовые брекчии, ксенотуфобрекчии и порфировые разности пород, слагающие отдельные рудные столбы. Вмещающая песчано-глинистая толща верхнего венда представлена отложениями усть-пинежской, мезенской и падунской свит песчано-глинистого состава.

Комплекс перекрывающих пород представлен четвертичными и каменноугольными отложениями средней суммарной мощностью около 50 м, которые сплошным чехлом залегают над вендскими отложениями.

У трубки также сохранилась кратерная часть, сложенная осадочно-вулканогенными образованиями двух основных типов пород – туфогенных и туфогенно-осадочных суммарной мощностью около 120 м. В верхней части жерловой фации преобладают ксенотуфобрекчии, нижняя часть сложена автолитовыми брекчиями.

По данным МОГТ трубка Пионерская проявилась в виде зоны потери корреляции (рис. 2.24, в).

Методика полевых работ. Измерения микросейсм производились вдоль профиля длиной 1850 м, направленного с юга на север (рис. 2.23–2.24). Согласно данным, описанным в предыдущем разделе, над трубкой расположены пункты 4–17. Шаг между пунктами измерения составлял 50–100 м. Для измерения микросейсм использовалась сейсмическая аппаратура производства Guralp CMG-6TD: частотный диапазон 1–100 Гц, чувствительность 2000 В*м/с, масса 3 кг. При измерениях аппаратура устанавливалась непосредственно на дневную поверхность и ориентировалась по сторонам света.

На рис. 2.25 представлены результаты комплексной обработки данных методами ММЗ, Н/В и пассивной сейсмической интерферометрии. По данным ММЗ выделяется южная часть трубки в виде низкоскоростной аномалии (положительные значения относительной интенсивности микросейсм). Северная часть трубки (пункты 11–16) по относительной интенсивности микросейсм не отличается от вмещающих пород. Низкоскоростная часть трубки выделяется на глубинах 70–100 м в пунктах 7–10 и на глубинах от 300 до 600 м в пунктах 6–13. По данным ММЗ (рис. 2.25) наиболее отчетливо проявляется первая фаза внедрения трубки, которая представлена ксенотуфобрекчией. Вторая фаза, представленная автолитовой брекчией, проявляется в виде слабоконтрастной зоны. Повышенные скоростные свойства пород второй фазы внедрения отмечались ранее в известных моделях трубок взрыва Архангельской алмазонасной провинции [Губайдулин, 2001а].

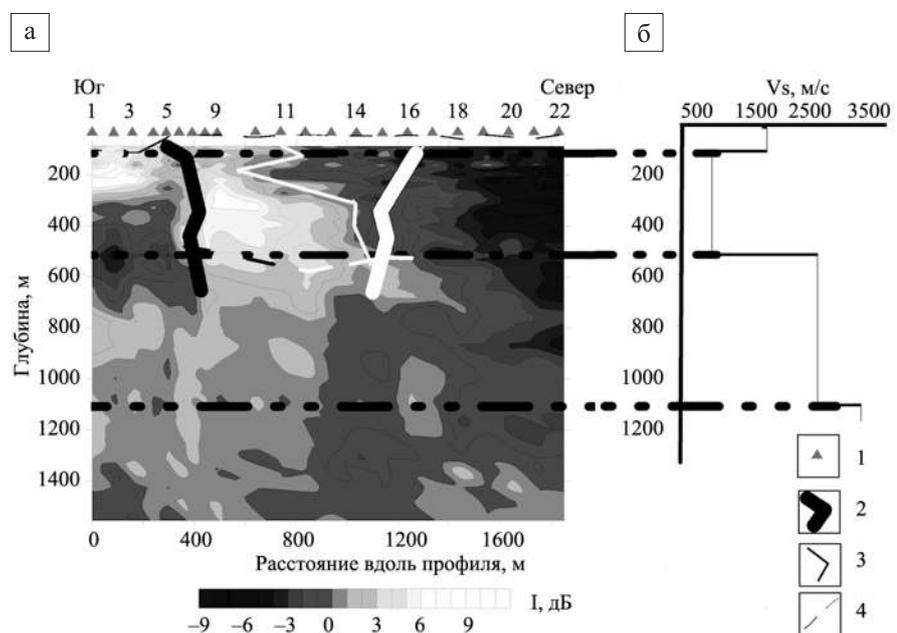


Рис. 2.25. Результаты обработки данных по методу ММЗ (а) и скоростная модель по данным пассивной интерферометрии (б):

1 – пункты замеров микросейсм; 2 – борта трубки взрыва [Вержак, Гаранин, 2005]; 3 – граница разделения различных фаз внедрения [Вержак, Гаранин, 2005]; 4 – границы, выделенные методом Н/В

На глубинах 600 м – 1200 м предположительно отображается корень трубки в южной части (пункты 5–9). Вероятно, корень имеет смещение в южном направлении на глубине 800 м. Ввиду отсутствия информации о строении трубки на глубинах более 600 м данное предположение пока не подтверждено.

Во вмещающей среде с юга от трубки выделяются контрастная низкоскоростная зона на глубинах до 250 м и слабоконтрастная низкоскоростная среда на глубинах 700–1400 м. Вмещающая среда с юга от трубки взрыва на глубинах 300–700 м и на всех глубинах к северу от трубки характеризуется как высокоскоростная.

Контрастная низкоскоростная неоднородность в приповерхностной области может существенно влиять на средний уровень относительной интенсивности микросейсм в верхних слоях. Последнее может исказить изображение трубчатого тела. Пункты 1–4 и 20–22 были исключены из обработки ввиду отсутствия необходимости в столь существенном выходе за пределы трубки. На рис. 2.25 представлены результаты обработки для пунктов 5–19. Хорошо видно, что тело трубки отличается от вмещающих пород и характеризуется диапазоном интенсификации микросейсм от –2 дБ до 6 дБ, а вмещающая среда от –7 дБ до –2 дБ.

Результатом обработки данных методом пассивной сейсмической интерферометрии с последующим дисперсионным анализом полученных функций Грина является скоростная модель, представленная на рис. 2.25. На глубинах от 150 до 550 м наблюдается резкое уменьшение скорости, что, вероятно, обусловлено прохождением волн через низкоскоростную часть трубки. Граница на глубине порядка 1100 м предположительно соответствует верхней границе кристаллического фундамента, что близко к известным данным [Губайдулин, 2001б; Тектоническая карта..., 2010].

Результатом обработки данных методом Н/V являются две горизонтальные границы. Первая граница расположена на глубине 35–50 м, с опусканием в южной части профиля до 100 м. Данная граница, вероятно, соответствует нижней части четвертичных отложений, что согласуется с данными обобщенной петромагнитной модели трубки взрыва Золотицкого поля [Кутинов, Чистова, 2004]. В районе трубки наиболее контрастной является граница на глубине 500–580 м. Данная граница соответствует нижней части трубки.

Сопоставление результатов. Результаты, полученные различными методами, в некоторых случаях хорошо согласуются друг с другом. Так, граница на глубине 500–580 м, выделенная методом Н/V, соответствует нижней границе исследуемой трубки, выделенной по данным ММЗ. В скоростной модели, полученной в результате инверсии дисперсионной кривой функции Грина, также имеется нижняя граница исследуемой трубки на глубине 550–580 м. Выделенная граница также согласуется с ранее проведенными исследованиями. Слой пониженных скоростей (рис. 2.25, б) соответствует телу трубки (рис. 2.25, а), а кристаллический фундамент, выделенный на глубине 1100 м, соответствует известным данным как по глубине [Тектоническая карта..., 2010], так и по скорости поперечных волн, известных из ранее проведенных сейсморазведочных исследований.

Пониженные скоростные свойства трубки взрыва выделяются и по данным ММЗ. Показано, что низкоскоростное тело трубки вызывает повышение интенсивности микросейсм на 5–9 дБ. Последнее, в свою очередь, согласно [Gorbatikov et al., 2013] обусловлено изменением скорости приблизительно в 2 раза. По результатам дисперсионного анализа функций Грина наблюдается тот же порядок в изменении скорости. Таким образом, показано, что локализованные контрастные скоростные неоднородности могут оказывать существенное влияние на результаты расчета эмпирических функций Грина методом пассивной сейсмической интерферометрии.

Помимо согласованности, в полученных результатах имеются и различия. Так, граница кристаллического фундамента не была обнаружена при обработке данных методом микросейсмического зондирования (рис. 2.25). Это связано с тем, что ММЗ направлен на выявление в среде контрастных субвертикальных границ, а граница кристаллического фундамента расположена горизонтально.

2.5.2. Исследование трубки Чидвинская Чидвинско-Ижмозерского поля по данным радиологических методов и микросейсмического зондирования

Трубка Чидвинская входит в состав Чидвинско-Ижмозерского поля, расположенного в 30 км к северо-востоку от г. Архангельска (рис. 2.26) и насчитывающего в своем составе шесть трубок, образующих цепочку длиной 20 км с направлением на север-северо-восток [Еременко, 2004а, б].

По своим размерам трубка Чидвинская относится к весьма крупным (1810×580 м) и в плане имеет неправильную гантелеобразную форму. Она обладает убогой алмазонасностью и промышленного значения не имеет. Однако небольшой объем опробования ставит под сомнение достоверность количественной оценки содержания алмазов в трубке Чидвинская, поэтому перспективы ее перевода в категорию с промышленной алмазонасностью остаются [Ларченко и др., 2004].

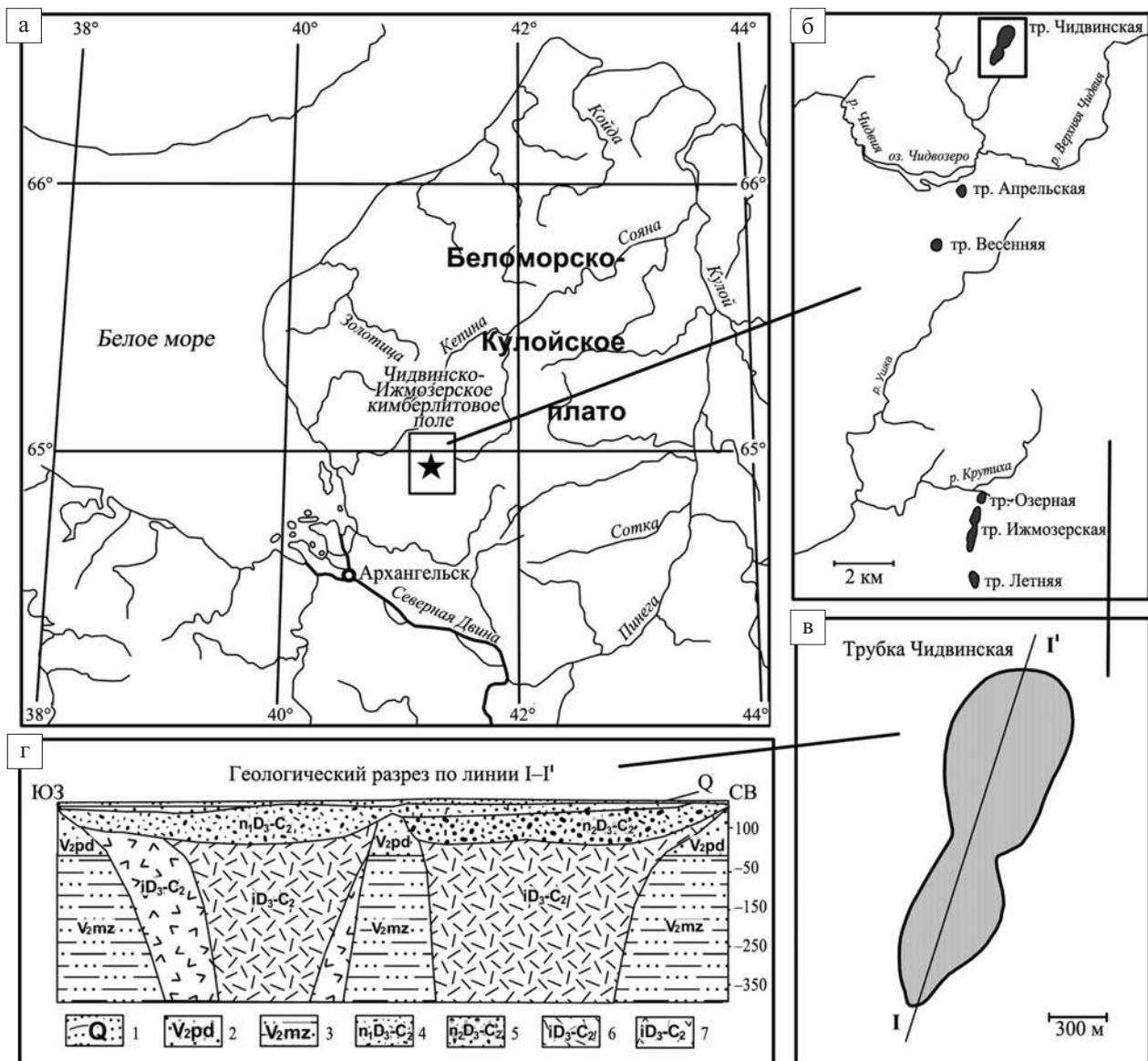


Рис. 2.26. Расположение трубок взрыва Чидвинско-Ижмозерского кимберлитового поля (а, б) и строение трубки Чидвинская (в, г), разрез по А. В. Еременко [2004]:

1 – четвертичные отложения (супеси, суглинки, пески, глины); 2 – падуновская свита венда (песчаники, аргиллиты, алевролиты); 3 – мезенская свита венда (алевролиты, аргиллиты, песчаники); 4 – верхняя пачка кратерной фации (туфопесчаники с прослоями туфов и туффитов); 5 – нижняя пачка кратерной фации (туффиты с прослоями туфов); 6 – автолитовые брекчии жерловой фации; 7 – ксенотуффобрекчии жерловой фации

Комплекс перекрывающих пород представлен четвертичными рыхлыми отложениями, выполненными в основном песками, суглинками, торфом и песчано-галечными образованиями. Мощность перекрывающих отложений варьирует от 1.5 м в северной и до 35.3 м в южной части трубки. Средняя мощность четвертичных отложений 9.4 м.

В вертикальном разрезе трубка Чидвинская представляет собой двухкорневую диагрену с общим раструбом в приповерхностной части. Верхнюю часть трубки выполняют образования кратерной фации, которая разделяется на две пачки, верхнюю и нижнюю, суммарной мощностью 123.5 м [Еременко, 2004].

Верхняя пачка сложена туфогенно-осадочными породами, представленными разнозернистыми песчаниками с примесью магматического материала, туфопесчаниками, туффитами и туфами. Нижняя пачка распространена в северной части трубки и выполнена туффитами с редкими прослоями туфов и туфопесчаников.

Жерловая фация сложена автолитовыми брекчиями, туфо- и ксенотуфобрекчиями, которые формируют два рудных столба. Граница между ними проводится в средней части зоны пережима. Положение двух столов в плане отвечает северному и южному раздувам трубки.

Контакты между породами жерловой части и вмещающими отложениями довольно четкие, практически всегда наблюдаются зоны эндо- и экзоконтактов мощностью до 10 м.

Исследования особенностей геофизических полей в районе трубки Чидвинская проводились с помощью наземной гамма-спектрометрической съемки, профильной эманационной съемки, а также метода ММЗ.

Гамма-спектрометрическая съемка. Наземные гамма-спектрометрические исследования в районе трубки Чидвинская выполнялись в пешеходном варианте с использованием высокоточного мобильного сцинтилляционного гамма-спектрометрического комплекса RS-700 (Канада). Комплекс RS-700 имеет усовершенствованный цифровой спектрометр (ADS) с высоким разрешением (1024 канала), позволяющий в режиме реального времени выполнять измерения общей радиоактивности местности в cps, а также раздельного измерения концентрации суммарного урана (ppm), тория (ppm) и калия (%). Комплекс оборудован встроенным GPS-приемником, позволяющим осуществлять точную привязку каждого измерения. В комплексе используется программное обеспечение RAD Assist, благодаря которому возможно проводить обработку данных непосредственно в полевых условиях.

Маршрутная съемка проводилась по относительно равномерной сети с шагом 50–100 м. Измерения выполнялись на высоте 1.2 м над поверхностью земли. В общей сложности, в ходе гамма-спектрометрической съемки в районе трубки Чидвинская комплексом RS-700 было отработано более 16 800 точек измерений по каждому из определяемых параметров.

Эманационная съемка. Измерение объемной активности радона (ОАР) в почвенном воздухе на трубке Чидвинская проводилось автоматизированным радиометром радона PPA-01M-03 по профилю, пересекающему северный столб трубки в направлении северо-запад – юго-восток. Количество точек наблюдения определялось необходимостью изучения вариаций ОАР в пределах кимберлитового тела, на контактах с вмещающей средой, а также выходом на фон за пределы границ трубки. Измерения ОАР выполнялись в 16 точках наблюдения, расположенных относительно равномерно друг от друга на расстоянии ~70 м по всем элементам профиля.

Для измерения ОАР в грунтовом воздухе проводилось бурение шурфов мотобуром на глубину 0.5–0.7 м и диаметром 0.2 м. На взрыхленное дно шурфа устанавливался газоприемник, который присыпался грунтом и уплотнялся.

Микросейсмическое зондирование. Замеры микросейсм проводились по профилю, пересекающему северный столб трубки Чидвинская. В центральной части профиль ММЗ совпадал с маршрутом эманационной съемки (рис. 2.27).

Результаты и их обсуждение. Как показано на рис. 2.27, а, общая радиоактивность пород изменяется в широких пределах от 172 до 1585 cps. Распределение повышенных значений гамма-поля имеет несколько более широкую конфигурацию, чем контур трубки. Наиболее контрастный и больший по площади участок повышенных значений гамма-поля приурочен к северной части трубки Чидвинская и локализован в пределах северного столба, где мощность перекрывающих четвертичных отложений минимальна и составляет около 1.5 м. Здесь значения суммарной радиоактивности достигают более 1500 cps.

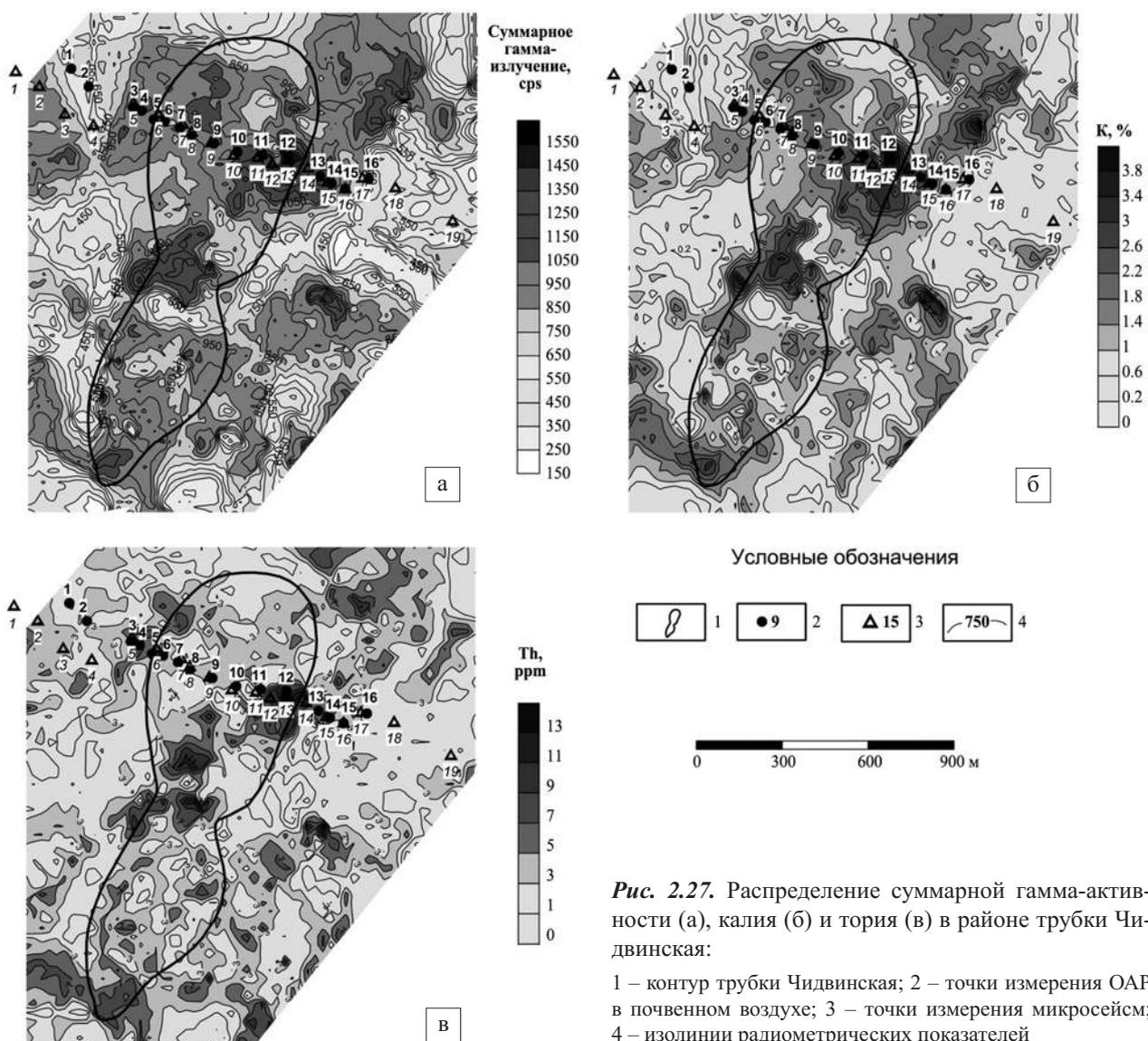


Рис. 2.27. Распределение суммарной гамма-активности (а), калия (б) и тория (в) в районе трубки Чидвинская:

1 – контур трубки Чидвинская; 2 – точки измерения ОАР в почвенном воздухе; 3 – точки измерения микросейсм; 4 – изолинии радиометрических показателей

Пространственное распределение повышенных значений общего гамма-излучения верхних горизонтов в районе трубки Чидвинская образует линейную аномалию северо-восточного простирания, выходящую на пределы контура трубки. За пределами этой области средние значения радиоактивного фона составляют порядка 800–900 cps. Содержание калия в районе трубки Чидвинская колеблется в диапазоне от менее 0.3 до 3.8% (рис. 2.27, б). Пространственная картина распределения содержания калия в целом идентична показателю суммарной интенсивности гамма-излучения и образует области повышенных значений в пределах контура, особенно в районе северной части трубки с малой мощностью перекрывающих четвертичных отложений. Концентрация тория в районе трубки Чидвинская варьирует в пределах 0.5–14.0 ppm (рис. 2.27, в). Максимальные значения тория локализованы на небольших по площади участках и расположены, в основном, в пределах контура трубки. Концентрация урана изменяется от менее 0.4 до 4.6 ppm. Характер распределения урана не однозначен. Явной пространственной приуроченности к контуру трубки не наблюдается.

В целом можно отметить, что трубка Чидвинская выделяется повышенными значениями гамма-поля, а также содержанием калия на фоне вмещающих отложений. Распределение концентраций тория и урана фрагментарно и не имеет площадного распространения, что, по-видимому, объясняется сложным характером распределения радиоактивных элементов в силу эродированности верхней части кратерной фации трубки.

Значения ОАР в почвенном воздухе по профилю, пересекающему северный столб трубки Чидвинская, изменяются в пределах 114–1312 Бк/м³ (рис. 2.27, 2.28, а). Значения ОАР по профилю изменяются с определенной закономерностью. В пределах контура трубки вариации ОАР незначительны – от 185 до 312 Бк/м³. На границах трубки Чидвинская наблюдается аномальное увеличение концентрации радона. На северо-западной границе трубки по профилю максимальная активность радона в почвенном воздухе достигает значений 1156 Бк/м³, на юго-восточной границе этот показатель равен 1312 Бк/м³. За пределами границ трубки активность ²²²Rn резко падает, уменьшаясь до минимальных значений.

Выявленные закономерности изменения ОАР по пройденному профилю, по всей видимости, объясняются тем, что на контактах кимберлитовой трубки Чидвинская с вмещающими породами развиты трещиноватые разломные зоны с повышенной газопроницаемостью, приводящие к образованию наблюдаемых аномальных концентраций ОАР в почвенном воздухе.

Для расчетов обработки данных ММЗ привлекались значения, взятые со скоростной модели трубок взрыва месторождения им. М. В. Ломоносова [Кутинов, Чистова, 2004]. По данным авторов работы [Кутинов, Чистова, 2004], скоростные свойства среды в районе Чидвинско-Ижмозерского кимберлитового поля и месторождения им. М. В. Ломоносова являются близкими. На рис. 2.28 показано, что в центре профиля выделяется высокоскоростное трубчатое тело под пунктами наблюдения 6–15. Выделенная высокоскоростная зона в целом совпадает с известными границами исследуемой трубки взрыва. В восточной части высокоскоростная зона оказалась несколько шире известной границы трубки по геологоразведочным данным. Наблюдаемое различие может быть объяснено либо разрешающей способностью метода, либо развитием во вмещающих породах экзоконтактового метаморфизма с высокоскоростными свойствами. Также возможно наличие локального раздува трубки в восточном борту.

Наблюдаемое трубчатое тело сужается с глубиной и уверенно прослеживается до глубин 1 км. Борты трубчатого тела практически вертикальные. Выделяемое тело можно разбить на два блока, с повышенными (восточный блок) и пониженными (западный блок) скоростными свойствами. По относительной интенсивности микросейсм блоки различаются на 3–5 дБ, что согласно [Gorbatikov et al., 2013] может быть обусловлено изменением скоростных свойств на 30–50%. Граница, разделяющая западный и восточный блоки, имеет наклон примерно 45° на глубинах до 400 м. Глубже 400 м все границы трубчатого тела практически вертикальные.

Трубчатое тело ограничено с запада и востока контрастными вертикальными зонами с низкоскоростными свойствами, которые, вероятно, обусловлены разрывными нарушениями. Данные разрывные нарушения прослеживаются на глубинах 200–1000 м под пунктами наблюдения 5, 15 и 16. Также вертикальные низкоскоростные зоны наблюдаются и на удалении от трубчатого тела на 300–400 м к западу и востоку. Эти низкоскоростные зоны обладают высокой разрешающей способностью. Так, на глубине 800 м они имеют ширину 100 м, что существенно меньше стандартной величины разрешающей способности ММЗ, ориентировочно равной половине глубины залегания неоднородности [Горбатиков, Цуканов, 2011]. Данное явление, согласно работе [Gorbatikov et al., 2013], может объясняться раздробленным составом среды. Учитывая последнее, можно более уверенно интерпретировать наблюдаемые линейные низкоскоростные контрастные зоны как разрывные нарушения.

Разрывные нарушения на глубинах более 1000 м не выделяются. В верхней части разреза на глубинах менее 200 м разломные зоны могут принимать более локализованную в пространстве форму и иметь меньший контраст относительно вмещающей среды. Наиболее контрастная разломная зона наблюдается в пунктах 18–19 и выделяется на всех исследуемых глубинах, имея смещение к западу на глубине 200 м.

В приповерхностной области наиболее низкоскоростное тело наблюдается на глубинах от 40 до 200 м под пунктами 2–5 и имеет конусообразное строение.

Согласованное изменение углов наклона и контрастности выделенных зон происходит на глубине примерно 200 м, которая соответствует границе падунской и мезенской свит верхнего венда.

При сопоставлении результатов, полученных различными геофизическими методами, наблюдается согласованное изменение параметров. По радиометрическим и сейсмометрическим данным трубка Чидвинская обладает характерными чертами:

- увеличение суммарной интенсивности гамма-поля в пределах контура кимберлитовой трубки;

- формирование аномалий ОАР в приконтактной области;
- высокоскоростные свойства алмазоносных автолитовых брекчий и ксенотуфобрекчий, слагающих трубчатое тело.

Возрастание общей гамма-активности соответствует данным ММЗ и находится в пределах аномалии с высокоскоростными свойствами. Интенсивность суммарного гамма-излучения над высокоскоростной аномалией превышает в 2–4 раза фоновые значения, характерные для вмещающих пород.

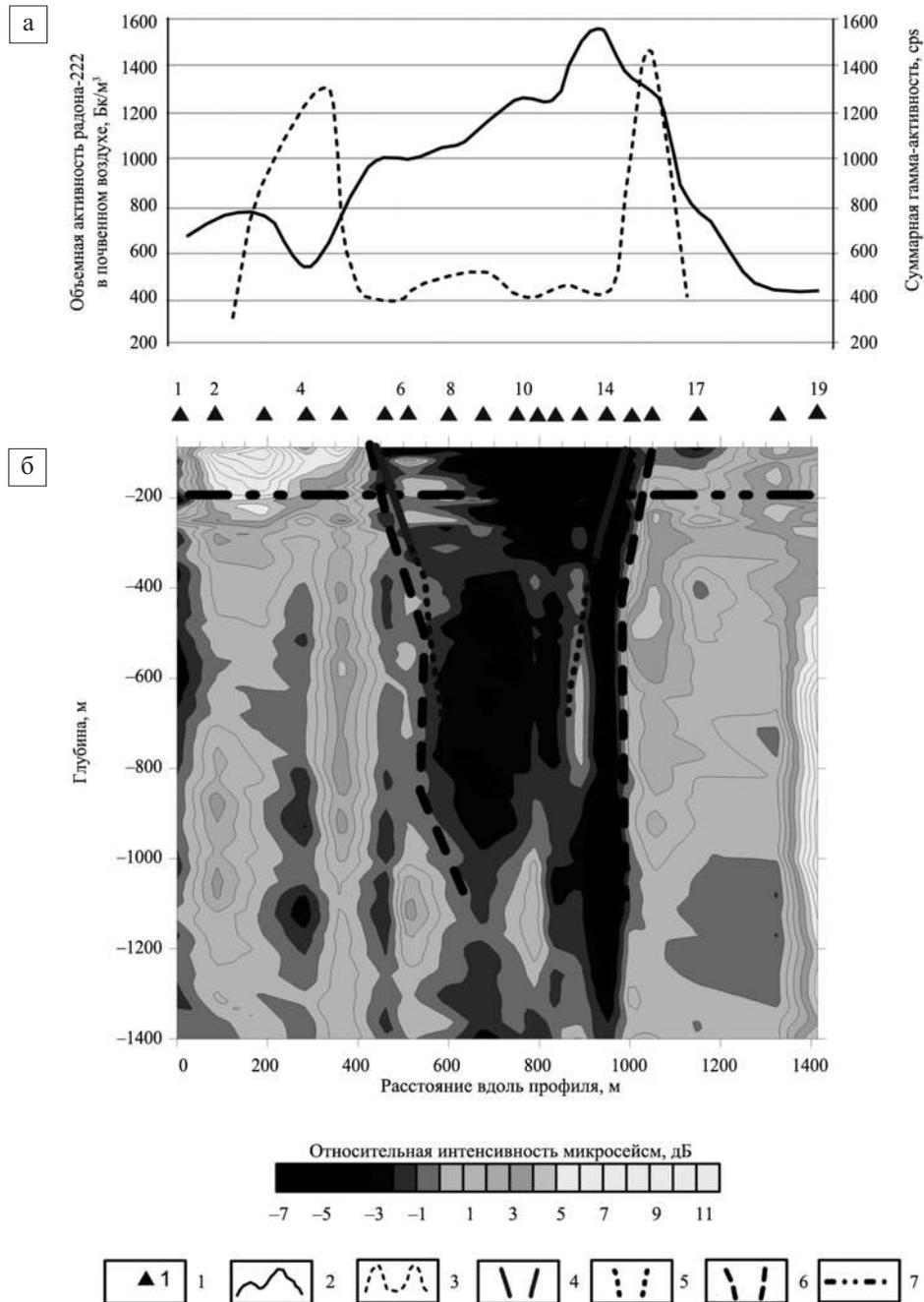


Рис. 2.28. Радиометрические показатели вдоль профиля, пересекающего трубку Чидвинская (а), и глубинный разрез распределений относительной интенсивности микросейсм (б):

1 – точки измерений микросейсм; 2 – кривая изменения суммарной интенсивности гамма-излучения, cps; 3 – кривая изменения ОАР в почвенном воздухе, Бк/м³; 4 – границы трубки Чидвинская по геологоразведочным данным; 5 – предполагаемое строение жерловой фации; 6 – борта трубчатого тела по данным ММЗ; 7 – граница падунской и мезенской свит верхнего венда

При этом наблюдается уменьшение суммарного гамма-излучения от западного к восточному блоку трубчатого тела в 1.5 раза. Столь значимые изменения суммарной интенсивности гамма-излучения и скоростных свойств среды могут косвенно свидетельствовать о различном вещественном составе западного и восточного блоков трубки. Данное различие может указывать либо на разные фазы внедрения, либо на то, что выделяемые блоки подвергались разнообразным вторичным (физическим, метаморфическим, эрозионным) процессам после образования кимберлитовой трубки.

Аномальные концентрации радона, наблюдаемые на границах трубки Чидвинская, соответствуют контрастным линейным низкоскоростным зонам. По выделенным разломным структурам, по всей видимости, происходит миграция радона и, возможно, других глубинных газов. Высокоскоростной характер трубчатого тела указывает на его консолидированное строение, обуславливающее меньшую конвективную составляющую в миграции радона и как следствие наблюдаемые низкие значения ОАР в пределах данной области.

Выводы. Кимберлитовые трубки взрыва Архангельской алмазоносной провинции являются сложным поисковым объектом. Но использование современных подходов позволяет существенно повысить эффективность исследования кимберлитовых тел. Проведенные исследования показали, что кимберлитовые тела неоднородны. Последнее подчеркивает необходимость использования комплекса методов и повышения чувствительности каждого метода в отдельности.

Комплексирующие пассивных сейсмических методов позволило получить сейсмическое изображение трубки Пионерская месторождения им. М. В. Ломоносова. Данное сейсмическое изображение уверенно согласуется с результатами бурения. Дисперсионная кривая и скоростная модель, определяемые по эмпирическим функциям Грина, позволили произвести привязку по глубине результатов ММЗ и метода Н/У. В свою очередь, локальные скоростные неоднородности, выделяемые по ММЗ, и границы, выделяемые по методу Н/У, позволили более достоверно интерпретировать скоростные слои, выделяемые в результате инверсии дисперсионных кривых эмпирических функций Грина.

Комплексирующие результатов гамма-спектрометрии, радоновой съемки и ММЗ на примере трубки Чидвинская Чидвинско-Ижмозерского кимберлитового поля ААП позволило получить взаимодополняющие площадные и глубинные результаты. В данном подходе анализируются три принципиально различных признака кимберлитовых тел, что существенно повышает достоверность интерпретации. С другой стороны, радиологические методы позволяют более оперативно оконтурить трубку взрыва на поверхности, что существенно ускоряет и упрощает этап первоначальных поисковых работ. По данным гамма-спектрометрической съемки трубка Чидвинская проявилась повышенными значениями суммарной интенсивности гамма-излучения. Аномальная концентрация радона зафиксирована по бортам трубки и, вероятно, обусловлена зоной дробления в околотрубчатом пространстве. По данным ММЗ уверенно проявилось трубчатое тело с корневой частью, что согласуется с данными бурения.

Согласованность полученных результатов друг с другом и с известной геолого-геофизической информацией говорит о перспективности предложенных подходов для поиска и исследования кимберлитовых трубок ААП.

2.6. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СКОРОСТНОГО РАЗРЕЗА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Сводка данных по изменению скорости с глубиной в мантии по многим районам мира дана в работах [Трипольский, Шаров, 2004; Шаров, 2017]. Анализ показывает, что характер распределения скорости упругих волн с глубиной отличается большим разнообразием. Это объясняется многими причинами: полнотой системы наблюдений, качеством первичных данных, правильностью подходов к интерпретации волновых полей; но даже если исключить субъективные факторы, то различия в кривых связаны с латеральными изменениями скорости в мантии при переходе от одного региона в другой. В настоящее время происходит интенсивное развитие методов сейсмических исследований верхней мантии: увеличивается объем работ, проводимых в пределах различных геологических структур; растет диапазон изучаемых глубин, энергий источников и частот регистрируемых колеба-

ний; используются при интерпретации новые типы и характеристики волн; повышается детальность полевых наблюдений.

В последние годы получено много новых данных о скоростной структуре верхней мантии Фенноскандинавского щита. Это связано как с расширением сети сейсмологических станций (сейсмология землетрясений), так и с проведением глубинных сейсмических зондирований на длинных профилях ГСЗ (сейсмология взрывов), на которых получены записи мантийных волн до удалений не менее 1000 км. Среди них, прежде всего, следует отметить профили Феннолора и Кварц [Schueller et al., 1997; European Lithosphere..., 2006].

2.6.1. Вертикальное и латеральное изменение скорости упругих волн в верхней мантии (сейсмология взрывов)

Структура земной коры и верхней мантии в пределах 1600 км западного (Кварц 1) и центрального (Кварц 2) участков профилей (рис. 2.1) изучена по данным регистрации продольных рефрагированных и отраженных волн от 28 химических и 3 мирных ядерных взрывов (сейсмология взрывов). На рис. 2.29 представлена двухмерная скоростная структура мантии до глубины 700 км [Schueller et al., 1997]. На разрезе от Кольского полуострова до Урала самая верхняя мантия до глубины 100 км характеризуется значительной горизонтальной неоднородностью. Здесь вещество с высокой скоростью $V_p = 8.7$ км/с внедрено в окружающую среду с $V_p = 8.3$ км/с. На глубине 100–130 км существует низкоскоростная зона ($V_p = 8.0–8.2$ км/с), которая находится внутри литосферного слоя. Литосферно-астеносферная граница отмечена на глубине 190–200 км. Под Восточно-Европейской платформой отсутствует резкий переход от подошвы литосферы к нижележащей низкоскоростной астеносфере. Скорость на этой границе изменяется незначительно – от 9.0 до 8.7 км/с.

В зонах понижения скорости упругих волн в верхней мантии положительные температурные аномалии на земной поверхности не наблюдаются. Плотность ТП здесь равна фоновым значениям и даже ниже фоновых. Этот факт позволяет предположить или недавнее время разогрева, недостаточное для прохождения температурной волны к поверхности, или допустить другую природу волновода, например, разуплотнение или изменение вещественного состава среды.

Вдоль профиля Кварц на больших глубинах в мантии отмечены еще три сейсмические границы. В дополнение к ожидаемым фазам от хорошо известных мантийных границ [Шаров, 2017] на глубине 410 и 660 км выделена промежуточная граница на глубине около 530 км с перепадом скорости от 9.7 до 9.9 км/с. Присутствие раздела на 530-километровой глубине предполагает, что мантийная зона перехода в этом регионе является более сложной, чем по предложенным ранее одномерным моделям.

Большую ценность для уточнения строения верхней мантии Фенноскандинавского щита имеют материалы взрывной сейсмологии, полученные на длинных профилях ГСЗ и при регистрации крупных взрывов сетью сейсмологических станций. Важность этих данных определяется точным знанием координат и времени взрыва, более высокими значениями регистрируемых частот.

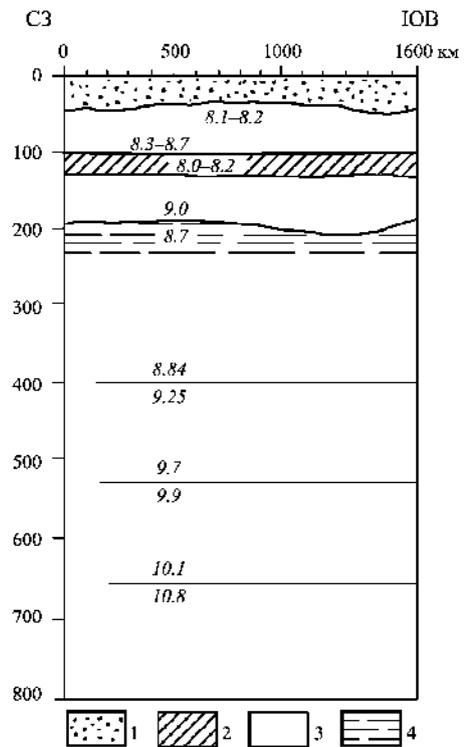


Рис. 2.29. Сейсмический разрез верхней мантии по Западнему и Центральному участкам профиля Кварц, по данным [Schueller et al., 1997]:

1 – земная кора; 2 – зоны пониженной скорости продольных волн в верхней мантии; 3 – зоны повышенной скорости продольных волн; 4 – астеносфера

На рис. 2.30 приведена схема расположения литосферных сейсмических профилей на Фенноскандинавском щите, крупных сейсмических и промышленных взрывов, сейсмологических станций и проекции зарегистрированных лучей мантийных волн.

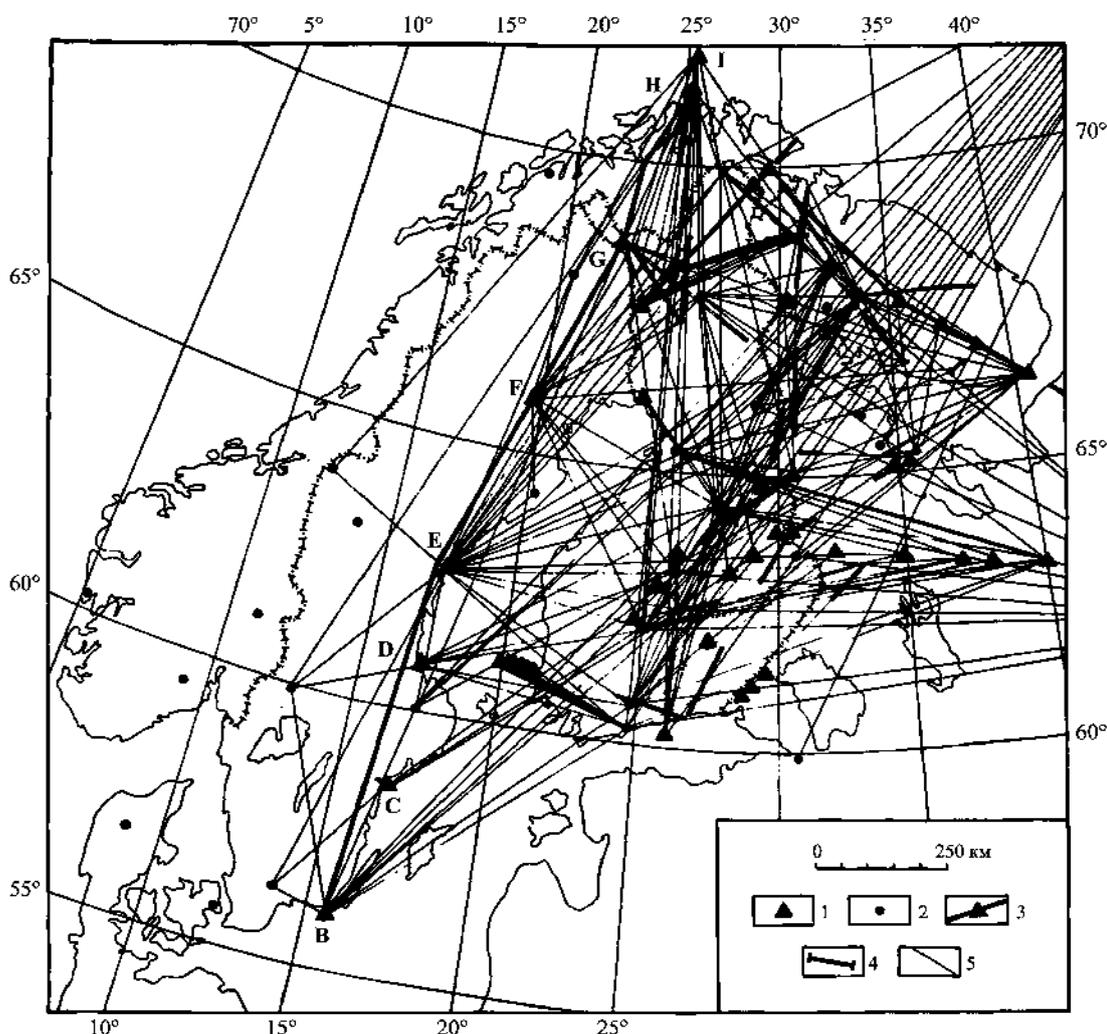


Рис. 2.30. Схема расположения данных профилей ГСЗ, пунктов взрывов и сейсмологических станций на Фенноскандинавском щите:

1 – пункты взрыва; 2 – сейсмологические станции; 3 – длинные профили ГСЗ и пункты взрыва на них (буквами обозначены ПВ на профиле Феннолора); 4 – участки профилей ГСЗ, на которых регистрировались мантийные волны от удаленных взрывов; 5 – проекции сейсмических лучей мантийных волн на дневную поверхность при площадных наблюдениях

Для создания базы сейсмических данных собраны экспериментальные значения о временах прихода мантийных волн от 46 крупных взрывов на 22 сейсмостанциях, неравномерно расположенных по площади, и их координаты. Используются также материалы по 10 длинным профилям ГСЗ общей протяженностью около 4000 км. Для построения годографа использованы продольные волны, зарегистрированные в первых вступлениях на спокойном фоне записи, и, следовательно, времена пробега этих волн для каждой станции определены с минимальной погрешностью. Сделано допущение, что годографы продольных волн, регистрируемых в первых вступлениях при эпицентральных расстояниях 250–1950 км, образуются рефрагированными волнами, заходящими в верхнюю мантию [Шаров, 1993].

Обобщенный годограф первых вступлений для выбранных профилей и лучей (рис. 2.31) объединяет 490 значений времен прихода первых мантийных волн и служит основой создания банка сейсмических данных для построения объемной сейсмической модели региона. Расхождения во временах

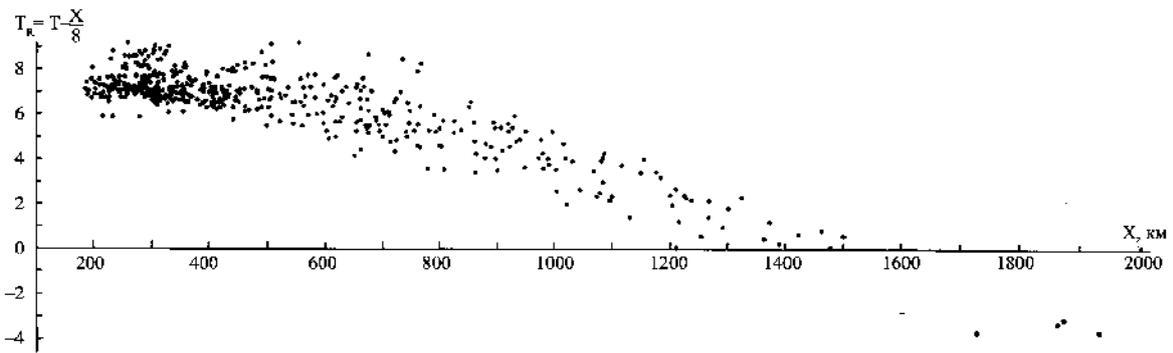


Рис. 2.31. Сводный редуцированный годограф первых вступлений мантийных Р-волн по данным ГСЗ и материалам регистрации крупных взрывов сейсмологических станций на Фенноскандинавском щите

пробега продольных волн достигают для одинаковых удалений от пункта взрыва до 5 с. Эти значения примерно на порядок превышают возможную погрешность определения времен пробега и свидетельствуют о наличии в верхней мантии существенной скоростной неоднородности. Самые большие различия между временами первых волн встречаются на расстоянии: 250–330 км (7.3 с), 550–560 км (4 с), 650–760 км (5 с). Сопоставление годографов из различных районов Фенноскандинавского щита указывает на большую дифференциацию времен прихода первых вступлений.

Полученные экспериментальные данные использованы для моделирования с применением различных пакетов программ сейсмотомографии. С материалами работали Ю. А. Бармаков (ИФЗ РАН), В. С. Гейко, В. С. Гобаренко (ИГ НАН Украины), З. Р. Мишенькина (ИГ и Г СО РАН), И. А. Курилович (Рудгеофизика), К. С. Осипов (СПбГУ), Н. В. Шаров (ИГ КарНЦ РАН). В процессе вычислений и построений скоростных моделей по временам пробега продольных мантийных волн учтено искажающее влияние земной коры с учетом ее сферичности и величины мощности. В результате построено несколько вариантов авторских моделей неоднородности верхней мантии Фенноскандинавского щита до глубины 130 км [Сейсмогеологическая модель..., 1998. Ч. 1]. Модели отражают пространственное изменение скорости распространения продольных волн от 8.1 до 8.7 км/с. На рис. 2.32 представлена вторая модель, полученная на основе единых исходных данных.

Трехмерная скоростная модель верхней мантии Фенноскандинавского щита представлена в виде четырех карт-срезов изолиний скорости для фиксированных глубин 50, 70, 90, 115 км на рис. 2.32, характеризующих изменение скорости продольных волн в четырех слоях с постоянной мощностью на глубинах, соответственно, 40–60, 60–80, 80–100, 100–130 км [Шаров, 2000]. В верхней мантии между границей кора – мантия и глубиной 130 км скорость распространения продольных волн изменяется от 8.0 до 8.7 км/с. Имеются различные скоростные неоднородности с вертикальными размерами 10–40 км и латеральной протяженностью от 50 до 500 км. Отсутствуют низкоскоростные аномалии, где скорость продольных волн снижалась бы до 8 км/с. Наоборот, появляются высокоскоростные (8.4–8.7 км/с) тела. Аномалии скорости с глубиной не менее выражены, чем на скоростных верхних срезах. Преимущество расположения скоростных структур в I слое нарушается в слоях II, III и IV (глубины 60–80, 80–100, 100–130 км). Диапазон изменения скорости в них выше, чем в I слое, и составляет 8.2–8.6, 8.4–8.7 и 8.5–8.7 км/с. Отмечается несоответствие структурных планов изолиний скорости для разных глубинных срезов верхней мантии. Наибольшее изменение скорости в мантии на томографических срезах наблюдается в архейской части щита (Лапландско-Кольско-Карельская провинция). Здесь расположен палеорифт Кандалакша – Двина, который хорошо отражается на томографических срезах. С этой зоной палеозойской активизации большинство геологов связывает перспективы обнаружения новых алмазоносных трубок Архангельской кимберлитовой провинции.

Совокупность результатов, полученных тремя способами обработки экспериментальных данных, позволяет судить как о геометрии сейсмических границ, так и о распределении скорости сейсмических волн. Характер поведения изолиний скорости может указывать на существование анизотропии скорости; возможно также влияние модельных погрешностей интерпретации.

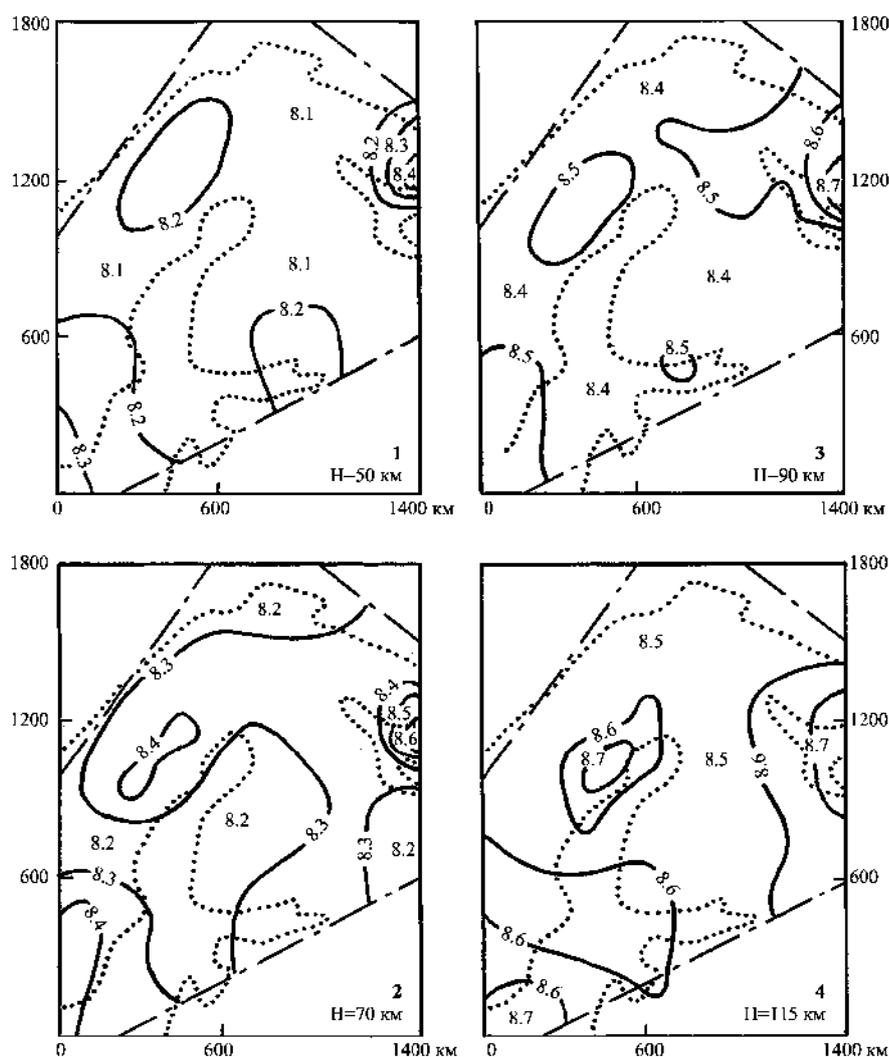


Рис. 2.32. Схема распределения изолинии скорости в км/с продольных волн в литосфере северо-восточной части Фенноскандинавского щита на глубинах 50, 70, 90, 115 км. Штрихпунктирная линия обозначает контуры области определения скорости. Многоточие – контуры щита [Сейсмогеологическая модель..., 1998. Ч. 1]

Анализ и интерпретация значений времен пробега первых вступлений мантийных волн от крупных промышленных (ядерных), а также обычных взрывов, записанных на длинных профилях аппаратурой ГСЗ и сетью сейсмологических станций на Фенноскандинавском щите, позволили получить новые сведения о строении верхней мантии. Уточнены особенности ее строения, проявляющиеся в чередовании линзовидных прослоев, через которые сейсмические волны проходят с разной скоростью.

Таким образом, по скорости продольных волн не обнаружен мощный волновод в верхней мантии Фенноскандинавского щита, с которым связывают традиционные понятия единой астеносферы как зоны частичного плавления. Линзовидная модель верхней мантии щита лучше соответствует характеру сложных тектонических движений, наблюдаемых на поверхности, чем модель жесткой литосферы, подстилаемой подвижной астеносферой.

Особенности строения верхней мантии под кимберлитовыми полями по сейсмическим данным изучены для Транс-Гудзонского орогена в Канаде [Bank et al., 1998] и кратона Каапваал в Южной Африке [Vinnik et al., 1996]. В первом случае по результатам телесеismicческой томографии было обнаружено, что на глубинах 100–220 км под кимберлитовым полем либо вблизи него скорости

продольных волн понижены относительно соседних блоков примерно на 0.5–1.0%. Полученный размер блока с пониженной скоростью ~120 км. Для этого же интервала глубин под Сибирской платформой по профилю «Кратон» вблизи кимберлитового поля V_p также понижены на 0.8–1.1% [Егоркин, 2001].

Для изучения скорости объемных волн в верхней мантии под кратоном Каапваал использовались телесеismicические обменные PS-волны. Полученные материалы позволили установить понижение под кратоном скорости S-волн в интервале глубин 370–470 км относительно модели IASP91. Максимальное отличие (0.2 км/с) соответствует глубине 390 км. Возможно, что это различие в скоростях связано с увеличением глубины 410 км-границы под кимберлитовым полем. По мнению А. В. Егоркина [2001], особенности строения мантии под кимберлитовыми полями связаны с дополнительным ее разогревом за счет мантийного плюма.

Сейсмотомографическими исследованиями в Австралии [Zeilhuis, Hilst, 1996; Simons et al., 1999] установлено, что относительно высокоскоростная верхняя мантия под докембрийской западной частью Австралии достигает 250–300 км. Изотопно-геохронологические исследования показали, что древняя земная кора подстилается здесь мантией того же возраста [Pearson, 1999]. На востоке Австралии под фанерозойскими структурами мощность высокоскоростной части верхней мантии уменьшается до значений не более 80 км.

По данным метода объемной сейсмической томографии установлено [Pearson, 1999], что под всеми докембрийскими структурами в мантии до глубины порядка 200 км наблюдается относительно повышенные значения скорости упругих колебаний (в среднем на 4–5%). Высокоскоростные «корни» обычно подстилаются зоной понижения скорости, в которой вещество, по-видимому, находится в частично расплавленном, более пластичном и подвижном состоянии. Отсюда делается вывод, что литосфера древних кратонов простирается вглубь, по крайней мере, до 200 км.

Такой результат согласуется с данными определения мощности литосферы на основании измерений теплового потока, которые показали, что мощность литосферы для большей части Земли не превышает 100 км, за исключением докембрийских щитов и платформ, где она увеличивается до 200–300 км.

Согласно результатам изучения мантийных ксенолитов изотопно-геохимическими и геохронологическими методами, древняя кора кратонов и подстилающая их мантия до глубины порядка 200 км имеет возраст 1–3 млрд лет [Pearson, 1999]. Это также указывает на существование глубоких мантийных корней докембрийских структур.

Полученные результаты свидетельствуют о глубинном заложении приповерхностных структур, а также о влиянии происходящих в верхней мантии процессов на развитие земной коры. Однако связь между структурами земной коры и особенностями строения верхней мантии носит сложный характер, нередко изменяющийся при переходе из одного региона в другой. Выяснение закономерностей таких связей позволит понять причины и механизм тектонических процессов, происходящих в земной коре.

Таким образом, трудно сделать однозначный вывод, что представляет собой литосфера под платформами и щитами. Важно учитывать, что литосфера под ними неоднородна и расчленена на зоны низкой и высокой скорости. Однако мантия древних платформ не имеет слоев с пониженной (менее 8 км/с) скоростью. Все рассмотренные модели показывают резкое возрастание скорости на глубинах около 410 и 660 км. Расслоенность нижней части верхней мантии существенно меньше, чем верхней.

2.6.2. Скоростное строение верхней мантии Беломорского региона (сейсмология землетрясений)

Трехмерная P-скоростная модель мантии под Фенноскандинавским щитом представлена в работе [Цветкова и др., 2015]. Данная работа посвящена более детальному изучению скоростного строения мантии под Белым морем (сейсмология землетрясений). Координаты Белого моря (64° – 66°) с. ш. \times (32° – 40°) в. д., но область сейсмотомографического исследования ограничена пределами (60° – 75°) с. ш. \times (20° – 50°) в. д. (рис. 2.33).

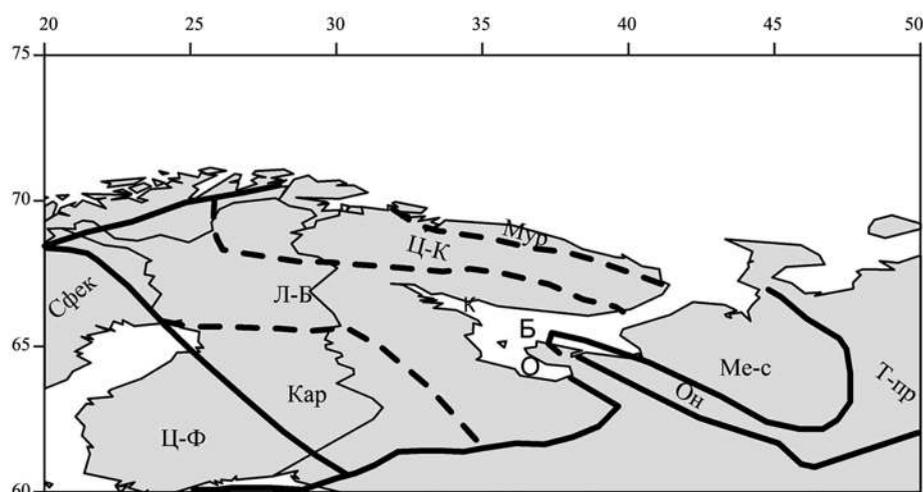


Рис. 2.33. Тектоническая схема изучаемого региона

Б – Белое море, К – Кандалакшский грабен, Кар – Карельский блок Кольско-Карельского мегаблока, Л-Б – Лапландско-Беломорский гранит-гнейсовый пояс Кольско-Беломорского мегаблока, Ме-с – Мезенская синеклиза, Мур – Мурманский блок Кольско-Карельского мегаблока, О – Онежская губа, Он – Онежский грабен (Кольско-Карельский мегаблок), Сфек – Свекофеннский мегаблок, Ц-К – Центральнo-Кольский блок (Кольско-Карельский мегаблок), Ц-Ф – Центральный Финляндский массив (Свекофеннский мегаблок), Т-пр – Тиманская провинция

Предлагаемая к рассмотрению трехмерная Р-скоростная модель построена согласно методу Тейлорового приближения решения задачи сейсмической томографии (обратной многомерной задачи кинематической сейсмологии) [Гейко, 1997; Geуко, 2004]. Независимо от метода решения, функция $v(x, y, z)$ есть положительная, достаточное число раз дифференцируемая, определенная в области $X_0 \leq x \leq X_K, Y_0 \leq y \leq Y_K, 0 \leq z \leq h$. Как правило, она может быть представлена в виде горизонтальных сечений функции по z с шагом h (рис. 2.34–2.35), а также широтных (рис. 2.36) и долготных (рис. 2.37) сечений, с шагом 1° , которые представляют невязками скорости относительно некоторой референтной модели V_{ref} скорости:

$$\delta(x, y, z) = V(x, y, z) - V_{ref}(z)$$

Следует отметить, что в нашем случае невязки не носят характер поправки к заданной референтной модели.

Кольско-Лапландско-Карельская провинция представляет собой наиболее древнюю часть земной коры Фенноскандинавского щита. На современном эрозионном срезе она разделяется на три субпровинции – Карельскую, Беломорскую и Кольскую, которые образуют структуры второго порядка – мегаблоки, отделенные разломами глубинного заложения.

Беломорский мегаблок Лапландско-Беломорского подвижного пояса находится под большей частью Белого моря, включает тектонические структуры северного, южного, западного побережья и на северо-западе уходит в направлении Лапландии. Глубина залегания верхней мантии под Беломорским блоком определяется как 325 км в центральной части с резким увеличением в сторону Карельского блока до 375 км и плавным увеличением в сторону Центральнo-Кольского блока и Мезенской синеклизы до 325–350 км. В сечении 66° с. ш. (рис. 2.36) скоростная область мантии под Беломорским блоком выделяется на фоне характеристик мантии под Лапландско-Беломорским поясом с дальнейшим разделением ее на две части: первая – вдоль Кандалакшского грабена (32° – 34° в. д. и вторая – (35° – 40° в. д. – бассейн Белого моря. Под западным окончанием область имеет резкий наклон в сторону Карельского мегаблока и уже указанный перепад глубин залегания подошвы верхней мантии. Рельеф подошвы второй части верхней мантии под Беломорским блоком (35° – 40° в. д.) выположен на восток в сторону Мезенской синеклизы, глубина залегания подошвы верхней мантии – 350 км. В этом

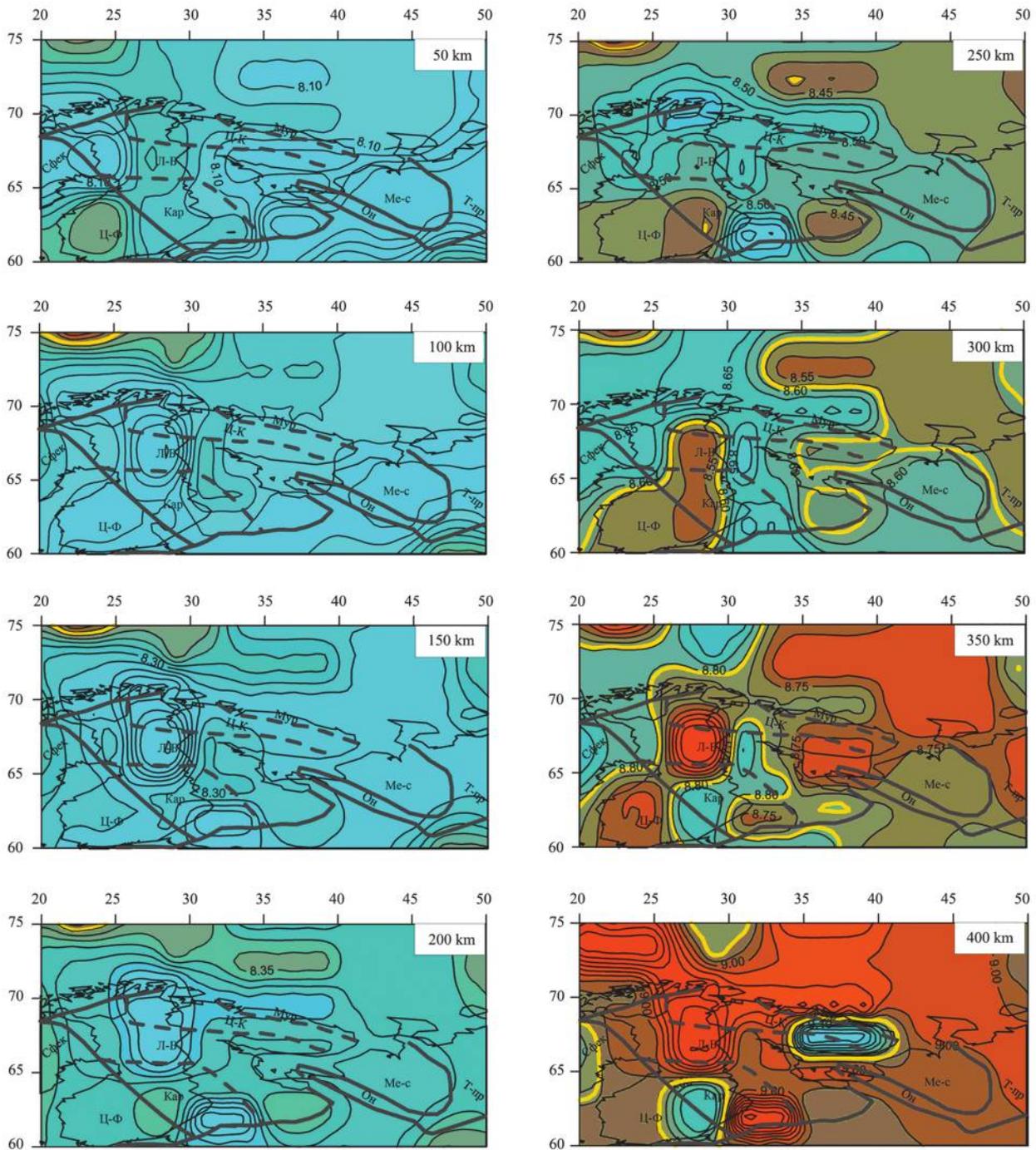


Рис. 2.34. Горизонтальные сечения трехмерной Р-скоростной модели мантии на глубинах 50–400 км. Желтым цветом выделена граница между повышенными (синий цвет) и пониженными (красный цвет) скоростями

интервале отмечается субгоризонтальный высокоскоростной наклонный слой, отвечающий верхней мантии рассматриваемой области, распространяющийся, в общем случае, в полосе (30°–42° в. д.) × (64°–66° с. ш.), начиная от мантии под восточной частью Карельского мегаблока до мантии под Мезенской синеклизой. Максимальная глубина залегания – 200 км. Долготные сечения (рис. 2.36) показывают распространение наклонного слоя на север в пределах (64°–66° с. ш.) × (34°–39° в. д.) в пределах глубин 100–275 км. В сечениях (63°–66° с. ш.) (рис. 2.36) севернее Кандалакшского грабена в полосе (35°–40° в. д.) отмечается выход низких скоростей из средней мантии.

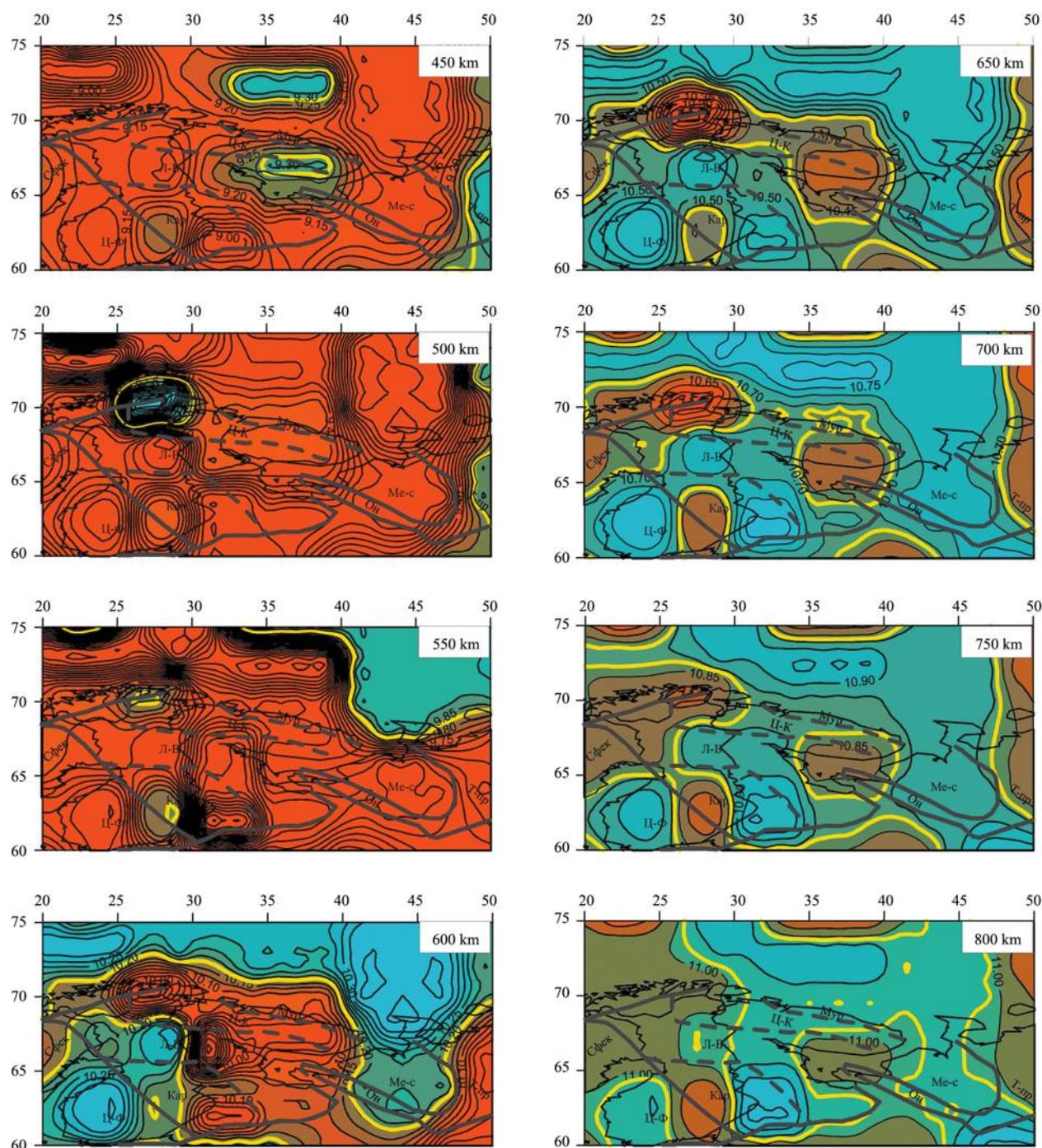


Рис. 2.35. Горизонтальные сечения трехмерной Р-скоростной модели мантии на глубинах 450–800 км. Желтым цветом выделена граница между повышенными (синий цвет) и пониженными (красный цвет) скоростями

Проведем более детальный анализ горизонтальных сечений мантии под Белым морем. В интервале глубин 50–250 км исследуемая территория по значениям скорости объединяет практически мантию под ВЕП, Баренцевоморской плитой (рис. 2.34). Следующие скоростные границы определяют область на глубинах 300–375 км. В указанном интервале глубин интересующая нас область характеризуется низкими скоростями и связана с мантией под Восточно-Баренцевской плитой (либо Свальбардской), мантией под Карельским мегаблоком и Тиманской плитой. Начиная с глубины 400 км и до 450 км включительно (рис. 2.34–2.35), мантия под Белым морем характеризуется высокими скоростями на фоне низких скоростей, которыми, в основном, характеризуется на этих глубинах мантия под ВЕП и Баренцевоморской плитой.

Далее, в пределах рассматриваемых глубин мантия под Беломорским мегаблоком характеризуется низкими скоростями. При этом меняется область, к которой она относится согласно скоростным характеристикам: на глубинах 450–550 км последняя объединена низкими скоростями и включает мантию под ВЕП, Баренцевоморской плитой и Тимано-Печорской плитой, при этом мантия под Белым морем объединена с мантией под Мезенской синеклизой. На глубинах 575–650 км мантия под центральной и западной частями Баренцевоморской плиты, а также Мезенской синеклизой характеризуется высокими скоростями, в то время как мантия под ВЕП, в основном, низкими. На глубинах 700–750 км центральная и западная части Баренцевоморской плиты продолжают характеризоваться высокими скоростями, мантия под ВЕП – низкими. Низкоскоростная мантия под ВЕП разделена на этих глубинах на две части высокоскоростной зоной, включающей западную часть Баренцевоморской плиты (Свальбардская плита). На глубинах 775–850 км мантия Баренцевоморской плиты и Тимано-Печорской плиты низкоскоростная.

В верхней мантии невязки скорости изменяются в пределах от 0.00 до 0.225 км/с, в слое Голицына-Гейко (скоростная характеристика переходной зоны верхней мантии) интервал изменения невязок скорости от 0.00 до –0.40 км/с. Подошва переходной зоны расположена на глубинах 575–600 км. Последнее, согласно [Цветкова и др., 2019], указывает на активизацию мантии под рассматриваемой территорией. Как уже отмечалось в предыдущих работах [Цветкова и др., 2017], в мантии выделяются области, особенностью которых является распространение низкоскоростной неоднородности из средней мантии через зону раздела-1 в переходную зону верхней мантии (слой Голицына-Гейко), и, как следствие этого, отмечается специфика скоростной расслоенности верхней мантии и ее переходной зоны.

С учетом недостаточности использованной системы наблюдения, была построена карта-схема распространения главной геодинамической границы (ГГГ) ВЕП [Цветкова и др., 2019] (на рис. 2.38 показана глубина и резкость ГГГ для Фенноскандии), а в работе [Цветкова, Бугаенко, 2016] было проанализировано поведение градиента скорости с глубиной для Фенноскандии и выделены дополнительные границы в мантии (рис. 2.39). Согласно работе [Цветкова и др., 2019], граница, представленная на рис. 2.39 (5), является главной геодинамической границей.

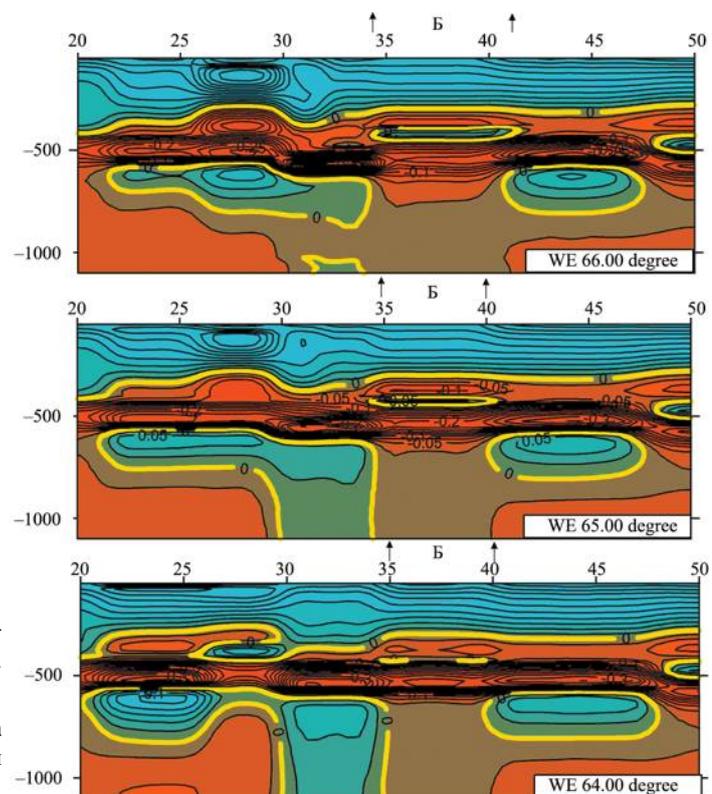


Рис. 2.36. Вертикальные широтные сечения трехмерной Р-скоростной модели мантии 64–66° с. ш. до глубины 1100 км
Б – Белое море. Желтым цветом выделена граница между повышенными (синий цвет) и пониженными (красный цвет) скоростями

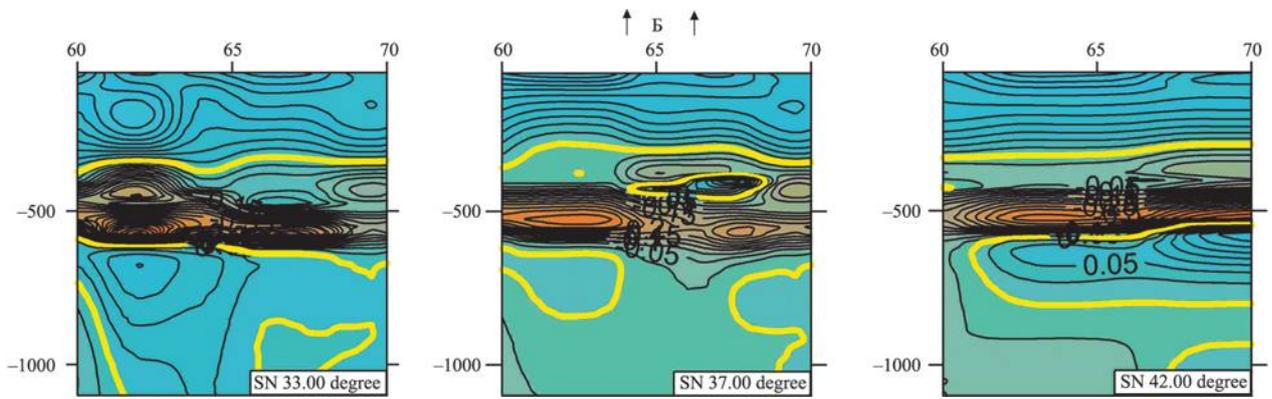


Рис. 2.37. Вертикальные долготные сечения трехмерной Р-скоростной модели мантии 33°, 37° и 42° в. д. до глубины 1100 км

Б – Белое море. Желтым цветом выделена граница между повышенными (синий цвет) и пониженными (красный цвет) скоростями

Показано выделение следующих границ для интересующей нас области: для первой части (западная часть, включающая Кандалакшский грабен) на глубинах: 125, 475, 500, 525 и 600 км; для второй части (Беломорский мегаблок): 175, 400, 425, 450 и 600 км. Выделенная скоростная расслоенность мантии под Фенноскандинавским щитом свидетельствует об активизации мантии под Белым морем. На это указывает глубина залегания ГГГ меньше 650 км, и выделяется значительная резкость границ (значение градиента скорости на выделенных границах в мантии) в области западной части Кандалакшского грабена (глубина 600 км, резкость 0.412 с⁻¹), а также мантии под Онежской губой (600 км, 0.24 с⁻¹) (рис. 2.38).

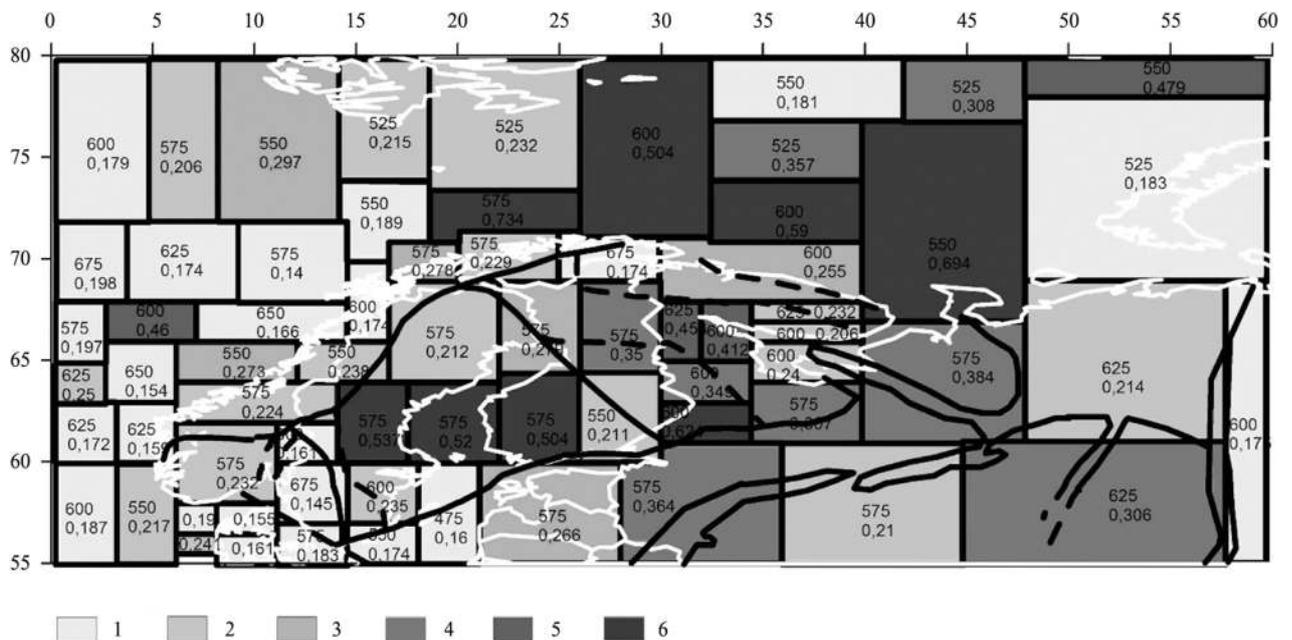


Рис. 2.38. Карта-схема глубины залегания ГГГ и значений градиентов скорости на ГГГ (резкость ГГГ) мантии щита:

оттенками серого выделены значения градиентов в пределах: 1 – $0 < dV/dz \leq 0.2 \text{ c}^{-1}$; 2 – $0.2 \text{ c}^{-1} < dV/dz \leq 0.25 \text{ c}^{-1}$; 3 – $0.25 \text{ c}^{-1} < dV/dz \leq 0.3 \text{ c}^{-1}$; 4 – $0.3 \text{ c}^{-1} < dV/dz \leq 0.4 \text{ c}^{-1}$; 5 – $0.4 \text{ c}^{-1} < dV/dz \leq 0.5 \text{ c}^{-1}$; 6 – $0.5 \text{ c}^{-1} < dV/dz \leq 0.8 \text{ c}^{-1}$

Выводы

Построенная трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандинавским щитом показывает, что на глубинах 50–850 км по скоростным характеристикам мантия делится на две части: в интервалах (32°–34°) в. д. и (35°–40°) в. д. Первой (западной) части соответствует область мантии под Кандалакшским грабеном. Второй части соответствует мантия под Беломорским мегаблоком и западным окончанием Мезенской синеклизы.

Мантия под Беломорским блоком на глубинах переходной зоны верхней мантии и зоны раздела-1, в основном, характеризуется низкими скоростями, в то время как верхняя мантия характеризуется высокими скоростями.

ГЛАВА 3

СЕЙСМИЧНОСТЬ БЕЛОМОРЬЯ

3.1. РАЗВИТИЕ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Территория севера Восточно-Европейской платформы (ВЕП) по определенным историческим, а затем и экономическим причинам не была обеспечена систематическими и целенаправленными наблюдениями за сейсмическими процессами, поскольку до середины XX в. преобладали представления об асейсмичности платформенных территорий.

В России ближайшая к Беломорскому региону станция Юрьев (YUR) была установлена в 1901 г. на площадке астрономической обсерватории Юрьевского (ныне Тартуского) университета и функционировала до 1912 г. В 1906 г. в Пулковской астрономической обсерватории создана сейсмостанция [Кирнос и др., 1961]. В 1911 г. эта станция была оснащена сейсмографами Б. Б. Голицына [Galitzin, 1911a, b], и ей был придан статус Центральной станции сейсмической службы России [Galitzin, 1912]. С января 1912 г. станция Пулково стала выпускать еженедельные бюллетени зарегистрированных землетрясений.

В сопредельных с Беломорьем скандинавских странах первые сейсмические станции появились в 1904 г. – Bergen (BER) в Норвегии, Uppsala (UPP) в Швеции. В 1906 г. к ним добавилась шведская станция Vassijaure (в 1915 г. она была перенесена на площадку Научно-исследовательской станции Abisco и соответственно переименована) [Kulhánek, 1988]. В Финляндии первая сейсмическая станция Хельсинки (HEL), оборудованная слабочувствительными механическими сейсмографами Mainka, начала функционировать в 1924 г. [Luosto, Huvonen, 2001].

До 1950-х гг. столь редкая и плохо оснащенная сеть сейсмостанций могла регистрировать только наиболее сильные землетрясения мира с больших удалений и не была способна детектировать слабые региональные события [Кирнос и др., 1961; Ассиновская, 2004]. Этот период в истории сейсмологических исследований Северной Европы получил наименование «макросейсмической стадии» [Панасенко, 1969], поскольку основным методом пополнения базы знаний о сейсмичности региона были не результаты инструментальных измерений, а сбор описательной информации, поступающей от населения.

Первое существенное расширение сети сейсмических станций в регионе произошло в 1950–1960-х гг. в связи с подготовкой и проведением Международного Геофизического года (1957–1958) и Года международного геофизического сотрудничества (1959) (рис. 3.1).

С 1956 г. опорным центром для региональной сети сейсмомониторинга на европейском Севере России на долгие годы стала станция «Апатиты» (АРА). Совместное использование разных приборов (сейсмографов общего и регионального типов, сейсмографа СВКМ-3) давало возможность регистрировать примерно с одинаковой полнотой и надежностью удаленные землетрясения большой силы и слабые местные толчки [Панасенко, 1969; Виноградов и др., 2012].

В Финляндии в 1956 г. на территории геофизической обсерватории Соданкюля (Sodankylä) начинает функционировать сейсмическая станция SOD, оснащенная короткопериодным сейсмометром Бениофа (Benioff). К 1959 г. были дополнительно установлены сейсмические станции Nurmijarvi (NUR), Oulu (OUL), Kajaani (KJN) и Kotka (KOT), оснащенные сейсмографами Нурмия (Nurmia), которые были впоследствии заменены на сейсмометры Бениофа [Luosto, Huvonen, 2001]. В 1951 г. на севере Швеции начинает функционировать сейсмическая станция Kiruna (KIR), а в 1960 г. – станция Umea (UME).

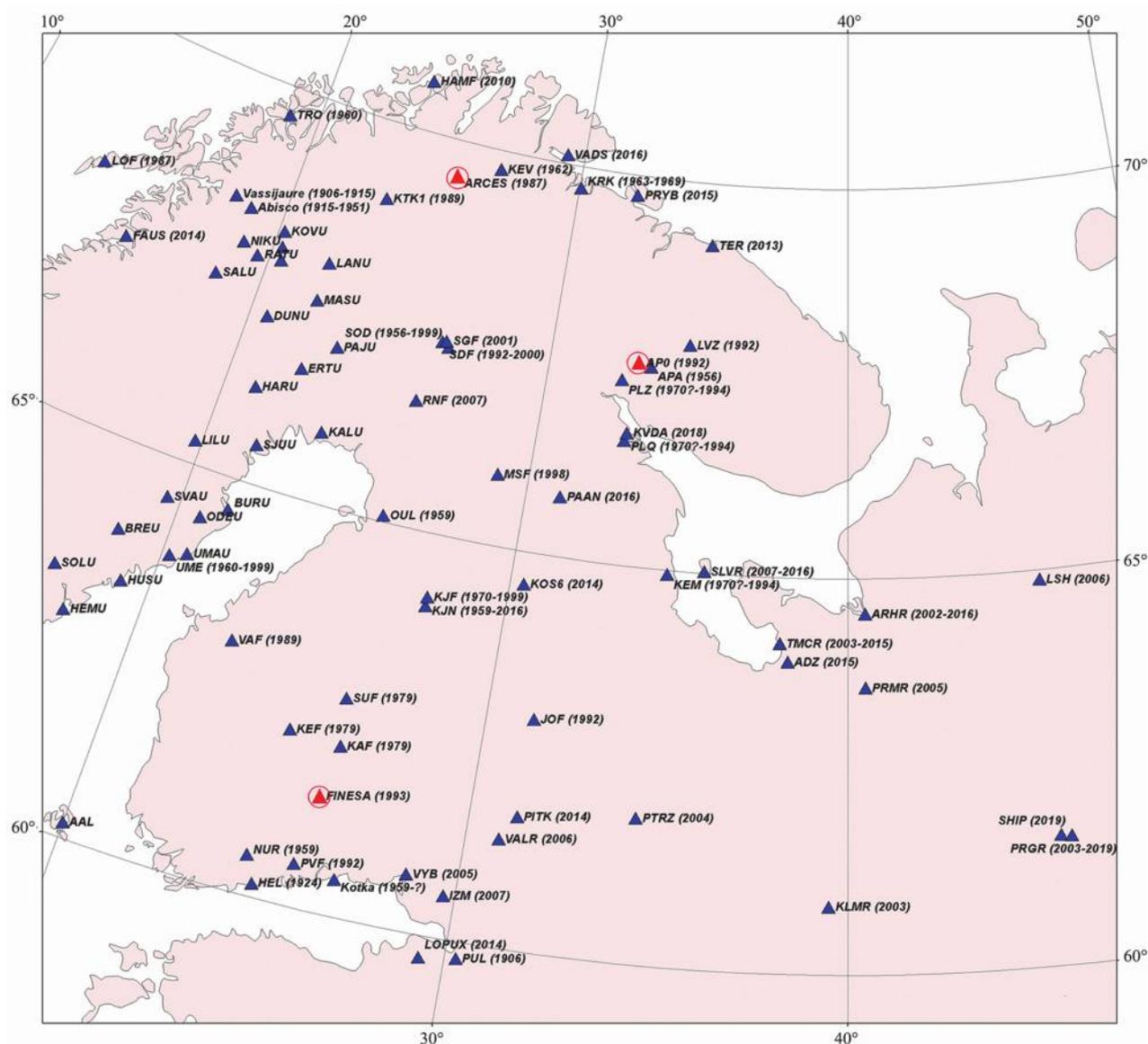


Рис. 3.1. Карта сейсмических станций и апертурных групп, функционирующих на северо-западе ВЕП. В скобках указан год начала функционирования станции и год ее закрытия

Расширение сети станций и их активное аппаратное перевооружение обеспечило доминирование инструментальных данных в формировании базы знаний. Одновременно повысилась и надежность количественных наблюдений: согласно оценкам [Ahjos, Uski, 1992], представительная магнитуда регистрации землетрясения в этот период для всей Фенноскандии составляет 4.0–4.5, а погрешность локации координат эпицентров не превышает 20 км. Этот качественный сдвиг дал основание Г. Д. Панасенко начать отсчет «инструментальной стадии» в истории сейсмологии Северной Европы с 1962 г.: «С этого года сейсмические станции являются главными поставщиками сведений обо всех, даже самых слабых землетрясениях, происходящих в пределах Фенноскандии» [Панасенко, 1977].

С 1968 г. начинается отсчет технологического прорыва в системе сейсмологического мониторинга – создаются первые пространственно-распределенные группы (arrays) с целью повышения чувствительности и точности локации техногенных событий (в первую очередь, ядерных взрывов). Лидером этого направления стал Норвежский геоинформационный центр, при котором было сформировано специализированное подразделение NORSAR (Norwegian Seismic Array).

В последующие десятилетия его усилиями были спроектированы и введены в эксплуатацию крупноапертурные группы NOA (1971 г.), NORES (1985 г.) и ближайшая к Беломорью ARCES (1987 г.) [Schweitzer, Roth, 2015].

В течение последующих двух десятилетий (1971–1990 гг.) в Скандинавских странах был осуществлен переход от аналоговых систем регистрации сейсмических событий к цифровым. В 1975 г. на станции Kajaani (KJF) установлен первый в Скандинавских странах цифровой регистратор С. Нурминена (S. Nurminen) [Nurminen, 1974]. Станция Kevo (KEV) сети WWSSN в 1981 г. модернизирована путем установки цифровой аппаратуры DWSSN. В 1976 г. введены в строй цифровые станции Kangasniemi (KAF), Keuruu (KEF) и Sumiainen (SUF). В 1980-е гг. Университет Бергена создал первые цифровые станции в Северной Норвегии: Lofoten (LOF) в 1985 г., Kautokeino (KTK1) в 1989 г.

В Западном Беломорье в этот период усилиями Кольского филиала АН СССР расширена сеть сейсмомониторинга в районах размещения промышленных объектов повышенной опасности: в 1986 г. вблизи площадки строящейся Кольской АЭС установлена станция «Полярные Зори» (PLZ), в 1988 г. в районе каскадов гидроэлектростанций в Северной Карелии созданы оснащенные аналоговыми регистраторами СКМ-3 станции «Полярный Круг» (PLQ) и «Кемь» (KEM) [Виноградов и др., 2012].

В 1992 г. при технической помощи NORSAR и при финансовой поддержке со стороны Кольской АЭС на территории эколого-геофизического полигона Кольского научного центра РАН на побережье озера Имандра в 17 км от г. Апатиты была создана первая в России малоапертурная сейсмическая группа (small-aperture array) АРО (рис. 3.1). Группа состояла из 11 сейсмометров «Geotech 500», три из них образовали трехкомпонентную станцию в центре, остальные регистраторы вертикальных движений равномерно размещены на двух окружностях с радиусом 200 (три прибора) и 500 м (пять приборов). Аналоговые сигналы от каждого прибора поступали по кабельной линии на центральный пульт, где преобразовывались в цифровой формат дигитайзерами RD-3 и RD-6 Nanometric. С дигитайзеров цифровая информация передавалась по радиоканалу в Региональный центр обработки данных в г. Апатиты. Введение группы в эксплуатацию позволило обеспечить регистрацию фоновой сейсмичности территории в радиусе 50 км от Кольской АЭС, включая север Беломорского региона, с магнитудным порогом 0.0–1.0 [Виноградов и др., 2012].

В дополнение к региональной сети КРСЦ КНЦ в Ловозерском горном массиве в подземном руднике «Карнасурт» Геофизической службой РАН совместно с консорциумом IRIS в 1992 г. была установлена станция Ловозеро (LVZ), оборудованная высокочувствительной аппаратурой с динамическим диапазоном 120–140 Дб в полосе частот от 0.003 до 40 Гц [Старовойт, 2006].

В Финляндии в сотрудничестве с NORSAR была создана сейсмическая группа FINESA (Finnish Experimental Seismic Array): на площади диаметром 2 км размещены центральный датчик и 15 субдатчиков с передачей сигналов в центр обработки данных в Хельсинки и в NORSAR [Luosto, Nyvonen, 2001]. К концу XX в. сейсмические наблюдения в Финляндии осуществляли 13 сейсмических станций, оснащенных короткопериодными трехкомпонентными цифровыми сейсмоприемниками Geotech S-13 [Luosto, Nyvonen, 2001]. По оценке [Ассиновская, 2004], финская сеть обеспечивала на эпицентральных расстояниях 150–300 км погрешность локализации слабых событий ($M < 2.0$) 5–15 км для южной и центральной Карелии. Для севера Карелии и Мурманской области погрешность локации оценивалась в 10 км [Asming, 1998].

Период 2000–2010-х гг. ознаменован появлением в Беломорье Архангельской региональной сети сейсмомониторинга, созданной по инициативе председателя АНЦ УрО РАН чл.-корр. Ф. Н. Юдахина и вице-президента РАН академика Н. П. Лаверова [Юдахин и др., 2004; Сейсмологические исследования..., 2011]. Первая станция ARHR установлена в 2002 г. в Архангельске, затем в 2003–2007 гг. организованы базовые пункты станции на территории области – Климовская (KLMR), Тамица (TMCR), Пермгорье (PRGR), Соловки (SLVR, закрыта в 2016 г.), Пермилово (PRMR) (преобразована в 2019 г. в Шипицыно – SHIP), Лешуконское (LSH). В 2013 г. Архангельской сейсмической сети был присвоен международный сейсмический код АН (doi: <https://doi.org/10.7914/SN/AN>).

В 2004–2016 гг. в Республике Карелия была сформирована региональная сеть ФИЦ КарНЦ РАН, насчитывающая четыре станции: широкополосную станцию Петрозаводск, оснащенную регистратором GSR-24 и сейсмотатчиком CMG-3ESP [Шаров и др., 2007]; станции Питкяранта (PITK),

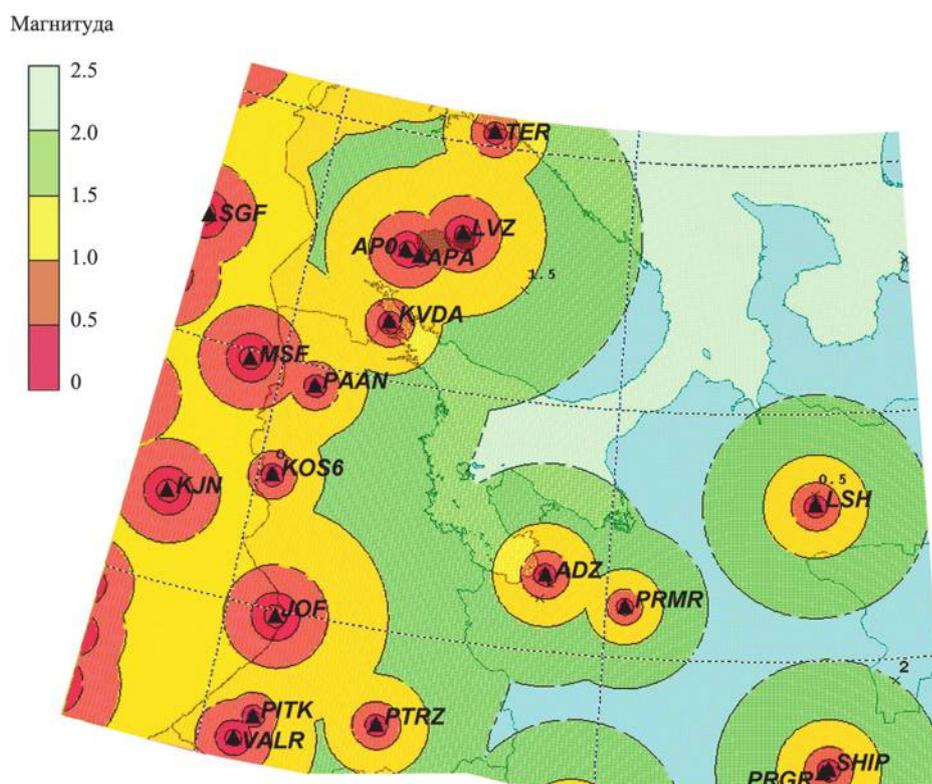


Рис. 3.2. Теоретическая оценка чувствительности сейсмических станций, функционирующих в Беломорском регионе в 2020 г.

Костомукша (KOS6) и Паанаярви (PAAN), использующие сейсмометры CMG-6TD. Эта сеть обеспечила понижение представительного магнитудного порога на территории республики до 1.0 [Зуева, Лебедев, 2020].

С 2005 г. для сейсмомониторинга в Беломорье привлекались также станции Санкт-Петербургской сети, открытые в 2005–2014 гг.: Выборг (VYB), Валаам (VAL), Красное озеро (IZM) и Лопухинка (LOPUX), оборудованные короткопериодными сейсмометрами KS36000, GS-13, CM-3KB и цифровыми регистраторами SDAS и UGRA [Ассиновская, Карпинский, 2020].

Кольский филиал ФИЦ ЕГС РАН особое внимание уделил в этот период развитию систем автоматического мониторинга природной и техногенной сейсмичности в районах ведения горных работ и строительства энергетических объектов в Западной Арктике [Виноградов и др., 2016]. Для контроля геодинамического режима Ковдорской, Хибинской и Ловозерской природно-технических систем были установлены короткопериодные станции в пределах горных отводов или в подземных выработках горнодобывающих предприятий и разработана технология интеграции данных региональной сети и локальных рудничных систем [Аккуратов и др., 2011; Виноградов и др., 2016; Асминг и др., 2020; Баранов и др., 2020]. На побережье Кольского полуострова в районах планируемого размещения береговой инфраструктуры для освоения нефтегазовых ресурсов Западной Арктики установлены сейсмостанции Териберка (TER, 2009 г.) и Ковда (KVDA, 2018 г.), укомплектованные сейсмометрами Guralp-40T, а на полуострове Рыбачьем в 2015 г. открыта станция PRYB, оснащенная сейсмометром OYO Geospace Seis Monitor и регистратором Байкал-8. Все станции с 2018 г. работают в автоматическом режиме в составе виртуальной Баренцевоморской интернациональной сети автоматизированного сейсмомониторинга, организованной КоФ ФИЦ ЕГС РАН во взаимодействии со скандинавскими сейсмологическими агентствами [Федоров и др., 2018].

На рис. 3.2 представлена теоретическая оценка чувствительности сейсмических станций, функционирующих в Беломорском регионе в 2020 г.: для западной части региона обеспечивается регистрация без пропусков сейсмических событий с $M > 1.5$, для центральной и восточной частей региона – от $M = 2.0$.

3.2. СЕЙСМОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

База знаний о пространственно-временном распределении сейсмических событий в Беломорье охватывает период от 1523 до 2020 г. Единый унифицированный каталог землетрясений Беломорского региона отсутствует, по состоянию на 01.03.2021 наиболее полные систематизированные сведения о землетрясениях, зарегистрированных в доцифровую эпоху мониторинга, сосредоточены в трех сводках [Ассиновская, 2004; Годзиковская и др., 2010; Никонов, 2013].

Сводка А. А. Никонова аккумулировала сведения об «исторических землетрясениях» в Северной Европе, почерпнутые из архивных документов. В пределах Беломорского региона с XVI в. по первую половину XX в. отмечено семь землетрясений с интенсивностью сотрясений в эпицентральных зонах до 7.5 балла (по макросейсмическим параметрам максимальная оценка магнитуды в Кандалакшской очаговой зоне достигала 5.6). Кроме того, в разных частях Беломорского бассейна были зафиксированы малоамплитудные цунами [Никонов, Субетто, 2007; Евзеров, 2013; Никонов, 2015].

В двух других из указанных сводок был осуществлен ретроспективный анализ и переоценка инструментальных данных с учетом произошедших за последние 50 лет изменений в технологии локации гипоцентров на основе уточненных и детализированных скоростных моделей природной среды, в методах расчета энергетических параметров событий, а также с учетом существенного прогресса в выработке критериев отличия тектонических событий и промышленных взрывов. В частности, в КоФ ФИЦ ЕГС РАН был разработан и внедрен в практику обработки потоков сейсмологической информации пакет эффективных диагностических признаков распознавания взрывов по атрибутам сейсмограмм и сонограмм [Асминг, Баранов, 2006; Баранов, Прокудина, 2007; Виноградов и др., 2007; Асминг и др., 2011]. Применение этого пакета при переинтерпретации архивных аналоговых записей опорной станции АРО с 1956 по 2002 г. дало основание для перевода более трети занесенных в исходный каталог слабых сейсмических событий в категорию промышленных взрывов или техногенно-индуцированных толчков.

В очищенном от техногенных событий сводном каталоге землетрясений северо-западного сектора Беломорья за 1902–1999 гг. [Годзиковская и др., 2010] к категории тектонических землетрясений отнесено всего 74 из 213 зарегистрированных в более ранних сводках событий (рис. 3.3). Заметим, что в настоящее время северо-западный сектор Беломорского региона (в расширенном понимании этого географического термина, допускающем включение в него Финской Лапландии, Северной Карелии и Ковдорского района) является одной из наиболее активных горнопромышленных провинций, в которой число техногенных сейсмических событий на два порядка превышает число естественных природных землетрясений [Сейсмичность..., 2002], а энерговыделение в зонах ведения крупномасштабных горных работ выше фоновой энергетики естественной сейсмичности в 2–4 раза [Adushkin, 2013, 2016].

Для юго-западного и южного секторов Беломорья наиболее полный сводный каталог землетрясений за период с 1542 по 2003 г. составлен Б. А. Ассиновской [2004]. Он содержит характеристики 135 землетрясений, из них 52 описаны по макросейсмическим данным, а 83 зарегистрированы инструментально аналоговой аппаратурой (рис. 3.4).

В работе [Ассиновская, 2004] также приведены данные о механизме очагов землетрясений в рассматриваемом районе (рис. 3.5). Отмечается, что «...при землетрясении 15 сентября 2002 года в районе Куусамо (Куусамо-Кандалакшская зона) возникли сбросы на разрывах северо-западного простирания, соответственно растяжение горизонтально и направлено на северо-восток, сжатие вертикально [Uski et al., 2003]. В данной локальной зоне растяжения направление разрывов в очаге на глубине 14 км совпадает с ориентацией основных форм рельефа. Интересно, что разрывы произошли вкрест простирания сейсмогенной зоны. Характер деформации здесь подтверждается данными GPS [Kakkuri, 1992], при этом зона протягивается и на территорию Карелии.

В Калевальской зоне по данным решения механизма события 28 ноября 1980 года характер деформаций взбросо-сдвиговой, разрывы в очаге северо-западного или северо-северо-западного простирания при субмеридиональном или северо-восточном направлении сжатия [Uski et al., 2003]. Указанное направление в этом районе сжатия подтверждается и по [Wahlstrom, Assinovskaya, 1998].

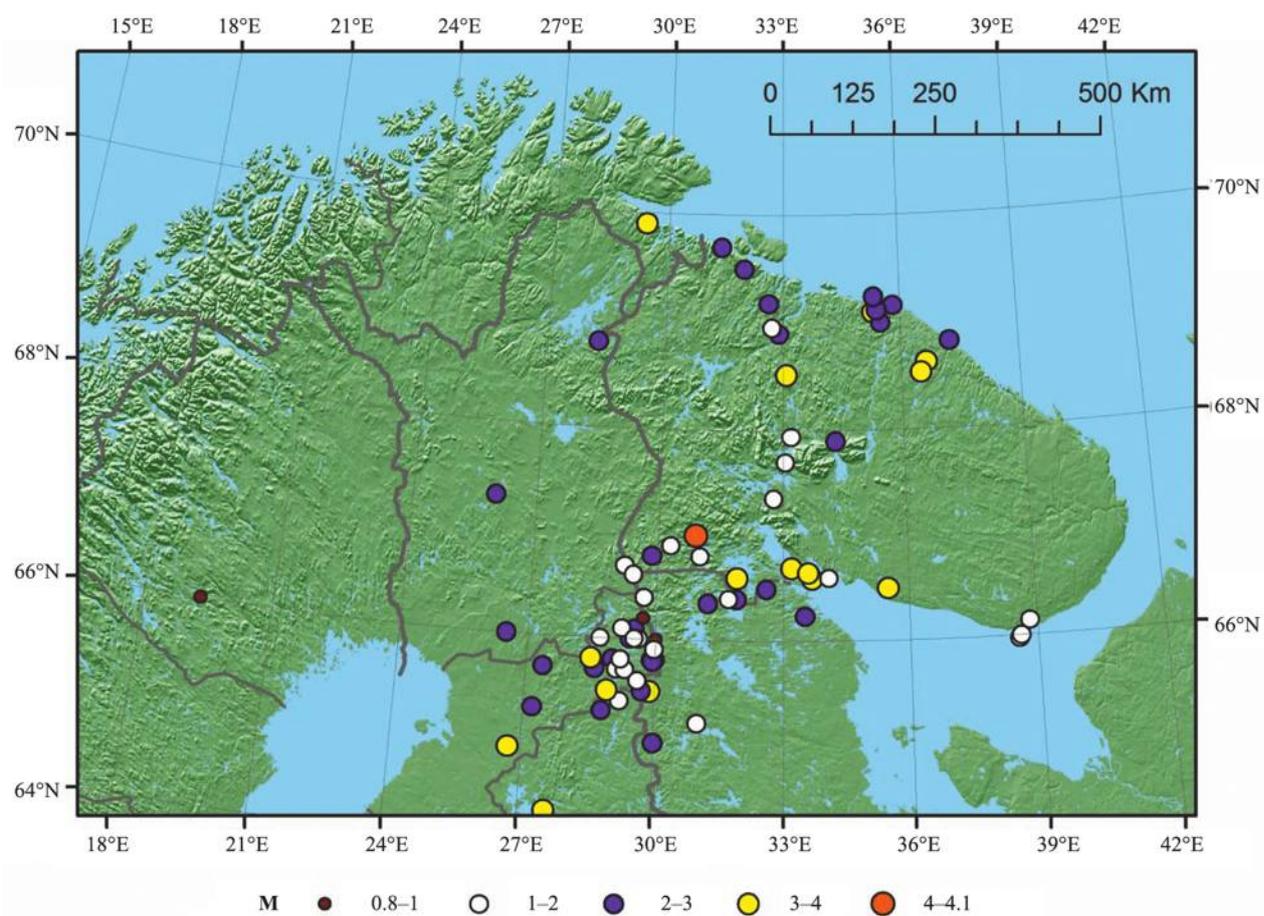


Рис. 3.3. Распределение и магнитудные параметры тектонических землетрясений в западном секторе Беломорья за период 1902–1999 гг. (по данным [Годзиковская и др., 2010])

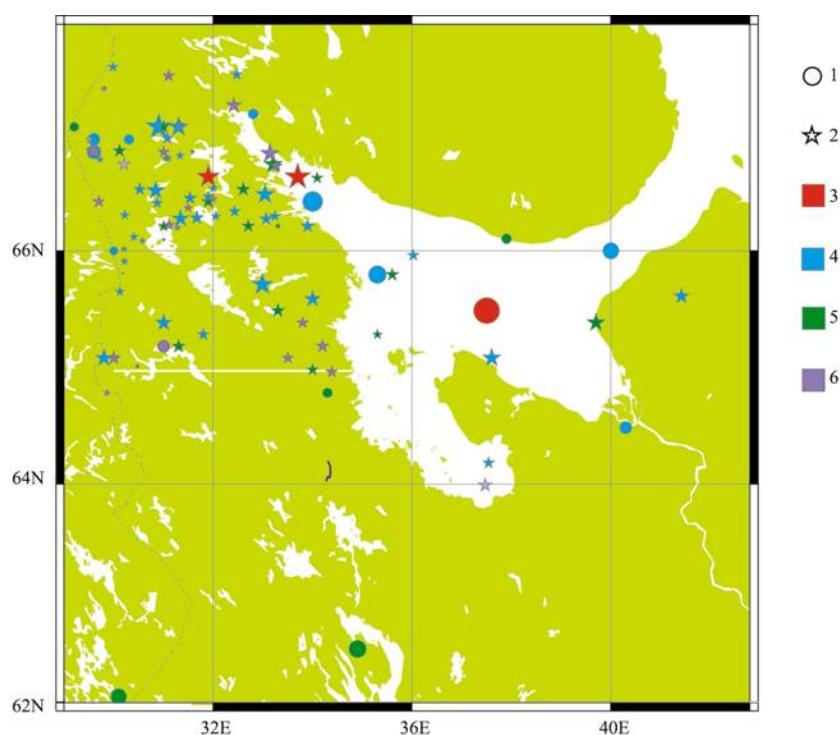


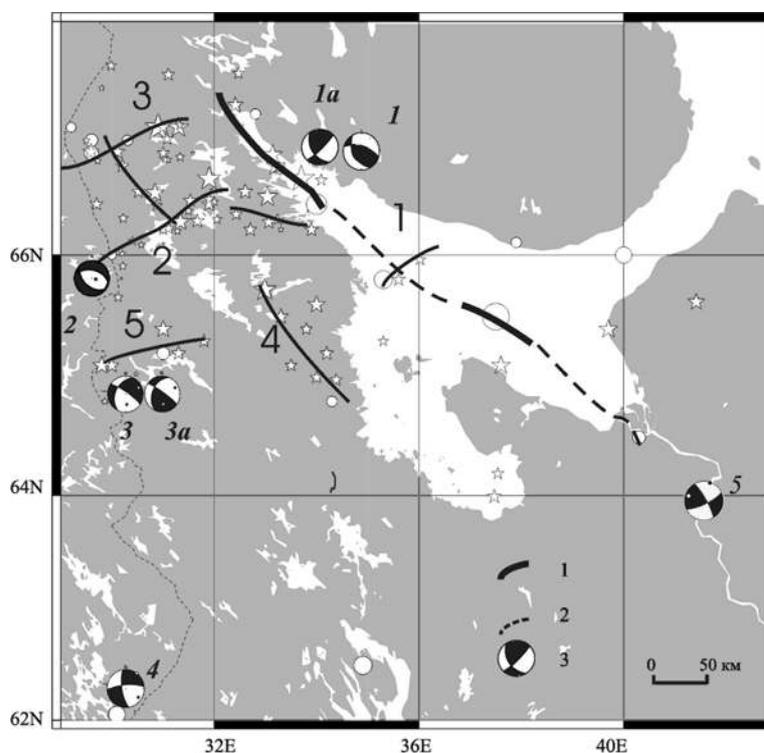
Рис. 3.4. Распределение эпицентров землетрясений в юго-западном и южном секторах Беломорья за период с 1542 по 2003 г. (по данным каталога [Ассиновская, 2004]):

1 – эпицентры по историческим данным; 2 – то же по инструментальным данным. Размер знака пропорционален $M/20$; 3–6 – глубина очага: 3 – >20 км, 4 – 5–20 км, 5 – <5 км, 6 – не определена

Землетрясение 27 марта 1981 года в Ладожско-Ботнической зоне характеризуется механизмом очага, свидетельствующим о северо-западном горизонтальном сжатии, сдвиговых подвижках по субширотной или субмеридиональной плоскостям разрыва, что не совпадает с простираем сейсмогенной зоны.

Для Кандалакшской рифтогенной зоны имеется лишь одно неоднозначное решение механизма очага землетрясения 1967 года [Ассиновская, 1986; Wahlstrom, Assinovskaya, 1998], на рисунке (рис. 3.5 в этом разделе. – Прим. авторов) показаны оба варианта, которое, однако, свидетельствует о горизонтальном направлении напряжения сжатия субширотного или северо-восточного (?) направлений, близких к субмеридиональным простираем зон разрывов в очаге землетрясения и взбросо-взбросо-сдвиговом характере дислокаций. Данное решение кажется странным, если принимать связь землетрясений с грабеновой структурой. Можно предположить, однако, что очаг землетрясения не расположен непосредственно на осевом разломе. Взбросовый характер движения в очаге подтверждается характером макросейсмического поля. Согласно результатам линеаментного анализа рельефных форм [Wahlstrom, Assinovskaya, 1998] поле напряжений в данной части счита не является однородным: напряжение сжатия меняет свое направление с северо-западного на северо-восточное по линии Кандалакшских разломов».

Рис. 3.5. Эпицентры землетрясений, зоны сейсмической активности и механизмы очагов землетрясений Западного Беломорья (по: [Ассиновская, 2004]): «звездочки» – эпицентры землетрясений; «жирные линии» – линеаменты, выделенные по сейсмическим данным с разной степенью надежности (1 – достоверные, 2 – предположительные); 3 – диаграммы главных плоскостей смещений в очагах землетрясений (1, 1а – Кандалакшское 20.05.1967; 2 – Куусамо 15.09.2002; 3, 3а – Калевала 28.11.1980; 4 – Топозеро 27.03.1981; 5 – Мезень 28.03.2013). Номера зоны повышенной сейсмической активности: 1 – Кандалакшская, 2 – Куусамо-Кандалакшская, 3 – Ориярви, 4 – Топозерская, 5 – Калевальская



В дополнение к этим материалам в статье [Morozov et al., 2016] был определен механизм очага землетрясения 28.03.2013 г. с $M_L = 3.1$, произошедшего юго-восточнее Архангельска (63.95° с. ш., 41.57° в. д.): тип движения по обеим плоскостям – сдвиг; параметры плоскостей (Strike, Dip, Slip) следующие: для 1-й плоскости 331, 79, 165; для 2-й плоскости 63, 75, 10.

Сопоставление схем пространственного распределения землетрясений в Западном Беломорье (рис. 3.3–3.4) и в прилегающих районах Скандинавии и Мурманской области позволяет выделить линейные очаговые зоны, не увязывающиеся напрямую с доминирующей северо-западной ориентацией складчатых структур кристаллического фундамента. На рис. 3.6 по данным [Баранов и др., 2007] показаны два варианта прорисовки линейных очаговых зон по результатам инструментальной регистрации сейсмических событий за 1956–1990 (аналоговая аппаратура, редкая сеть станций) и 1992–2004 гг. (цифровая аппаратура, более плотная сеть станций, применение уточненной

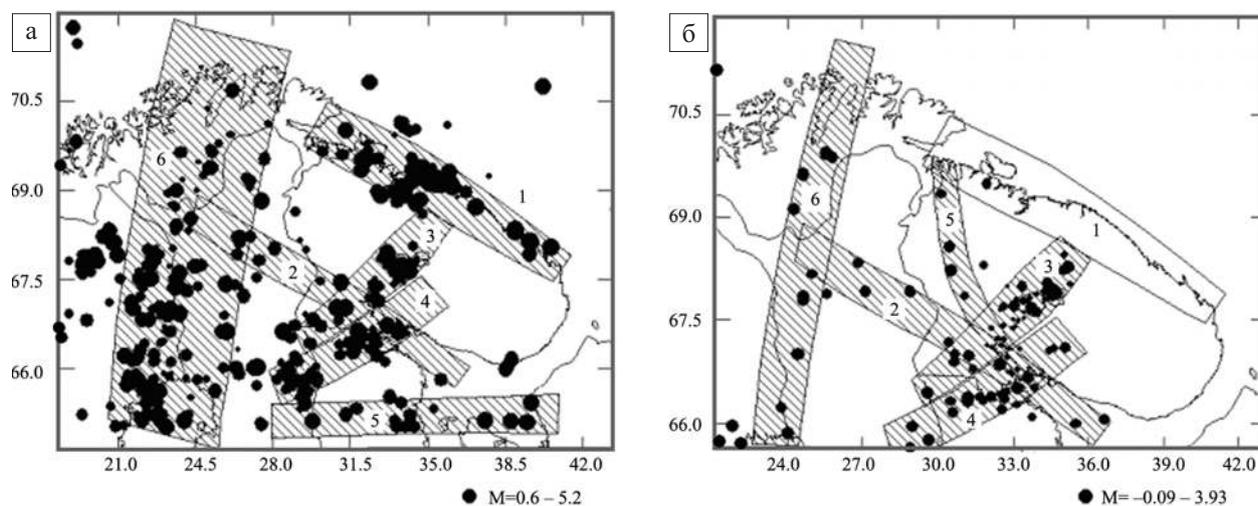


Рис. 3.6. Распределение эпицентров землетрясений в северной части Балтийского щита и прилегающей части Беломорья (по: [Баранов и др., 2007]):

а – по итогам сейсмического мониторинга за 1956–1990 гг.; б – по данным мониторинга за 1992–2004 гг. Заштрихованные полосы – главные сейсмогенные зоны: 1 – Мурманская; 2 – Кандалакшская; 3 – Хибино-Ловозерская; 4 – Куусамо-Порьегубская; 5 – Карельская; 6 – Ботний-Финнмаркская

скоростной модели земной коры). Отчетливо проявляется линейно-узловая структура сейсмогенных зон, при этом в Западном Беломорье локализован наиболее активный Карельский узел, в пределах которого пересекаются четыре линейные зоны (рис. 3.6, б).

Данные за 1992–2004 гг. характеризуются хорошей точностью локации по сравнению с данными за предыдущий период, а также улучшенной дискриминацией естественных и техногенных сейсмических событий. Последний фактор, вероятно, привел к значительному снижению числа событий, квалифицированных как землетрясение, поэтому плотность эпицентров сильно уменьшилась. Данные за этот период изменили конфигурацию выявленных сейсмогенных зон: отмечается полное отсутствие зарегистрированных землетрясений в Мурманской и Карельской зонах, выделилась новая Варангер-Кандалакшская зона [Баранов и др., 2007]. Остается открытым вопрос, вызваны ли эти изменения реальными проявлениями ритмичности периодов активности и покоя сейсмогенных зон или же «затухание» сейсмичности в береговых зонах обусловлено более надежной очисткой каталогов от результатов техногенных событий. Весьма вероятно, что ответ на этот вопрос будет получен при завершении четвертьвекового цикла цифровой регистрации сейсмичности объединенными усилиями Баренцевоморской и Архангельской региональных сетей. Предварительные результаты этого не завершенного пока цикла изложены в следующем разделе главы.

3.3. СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

Начиная с 2004 г. территория севера ВЕП имеет наибольшую плотность сейсмометрических наблюдений за весь инструментальный период. Это создало условия для определения параметров гипоцентров современных землетрясений, в том числе низкомagnitudeных, на основе данных сейсмических станций, расположенных в широком азимутальном створе и диапазоне эпицентральных расстояний. Однако региональные сейсмические сети на севере ВЕП развивались и функционировали независимо друг от друга. В результате параметры очагов сейсмических событий, зарегистрированных на севере ВЕП и в Беломорском регионе в частности, отличались в разных сейсмологических центрах, так как были основаны чаще всего на анализе данных лишь собственных станций. Поэтому усилия авторов раздела были направлены на объединение каталогов, бюллетеней и частично исходных данных всех региональных сейсмических сетей, функционирующих на севере ВЕП.

Это позволило создать для землетрясений, зарегистрированных в Беломорском регионе с 2005 по 2017 г., сводные бюллетени и на их основе произвести перерасчет параметров гипоцентров с использованием единой скоростной модели и единого алгоритма расчета. Создание единого уточненного каталога дало возможность оценить проявления современной сейсмичности Беломорского региона и использовать в будущем эти данные для геолого-тектонических и геодинамических построений, а также для более обоснованного установления уровня сейсмичности региона.

3.3.1. Характеристика исходных данных и алгоритм локации сейсмических событий

По состоянию на начало 2021 г. инструментальный сейсмомониторинг в Беломорье и прилегающих районах Баренц/Евро-Арктического региона осуществляется разрозненными сетями и одиночными станциями, операторами которых являются ФИЦКИА РАН (код сети АН), Кольский филиал ФИЦ ЕГС РАН (код сети KOGSR), Институт геологии ФИЦ КарНЦ РАН, Институт геологии ФИЦ Коми НЦ РАН, Центральное отделение ФИЦ ЕГС РАН (код сети OBGSR), Институт сейсмологии Университета Хельсинки (Финляндия, код сети HE), Геофизическая обсерватория Соданкюля Университета Оулу (Финляндия, код сети FN), Геоинформационный центр NORSAR (Норвегия, код сети NO), Норвежская национальная сейсмическая сеть (Университет г. Бергена, Норвегия, код сети NS) (см. рис. 3.1).

Путем объединения данных сети HE и российских региональных сейсмических сетей в ФИЦ ЕГС РАН был составлен предварительный каталог землетрясений для севера ВЕП за период с 2005 по 2017 г., в который были внесены данные только по тем событиям, которые зарегистрированы не менее чем четырьмя сейсмическими станциями. Выбор Института сейсмологии Университета Хельсинки в качестве главного источника данных для предварительного каталога был продиктован доступностью и полнотой регулярно обновляющейся информации, полученной по близко расположенным станциям. Все зарегистрированные сейсмические события в базе данных Института сейсмологии идентифицируются по типу источника (техногенный или тектонический) [Ассиновская, 2004; Institute of Seismology, 2020]. При этом для каждого землетрясения из предварительного каталога также была проведена дополнительная проверка его тектонической природы на основе критериев, разработанных в КоФ ФИЦ ЕГС РАН [Asming, Kremenetskaya, 2002; Kremenetskaya et al., 2002; Ringdal et al., 2002; Асминг и др., 2011], и с привлечением данных инфразвукового мониторинга, выполняемого при помощи уникального сейсмоакустического комплекса «Апатиты» [Виноградов, 2005].

В итоговом каталоге (табл. 3.1) природа сейсмических событий отображается в специальной колонке. К сожалению, стопроцентного заполнения колонки добиться не удается, поскольку для части сейсмических событий невозможно провести дополнительную проверку из-за низкого соотношения сигнал/шум на записи сейсмической станции. В связи с этим обстоятельством авторы не исключают возможности попадания в каталог сейсмических событий техногенной природы.

Развитие в последние десятилетия сейсмических сетей и повышение чувствительности приборов позволило фиксировать низкомagnitude события. Одновременно выявилась особая группа локальных слабых сотрясений нетектонической природы – морозобойные толчки [Никонов, 1996, 2010]. Задача их идентификации и дискриминации, особенно в приполярных регионах, стала для сейсмологов актуальной. С помощью инфразвуковой группы «Апатиты» были проверены 12 «подозрительных» низкомagnitude сейсмических событий, которые были зарегистрированы в ночное время в период морозов. Это позволило снять вопрос о возможности морозобойных сотрясений в имеющемся предварительном каталоге.

Для каждого землетрясения из предварительного каталога составлялся сводный бюллетень с временами вступлений сейсмических фаз. Бюллетени составлялись на основе данных сейсмических станций всех девяти перечисленных выше сетей инструментальных наблюдений.

Времена вступлений сейсмических фаз по станциям сетей HE, FN, NS и NO были взяты из бюллетеней Международного сейсмологического центра (ISC) [International..., 2020] и Института сейсмологии Университета Хельсинки [Institute of Seismology, 2020]. Времена вступлений сейсмических фаз по станциям сетей АН, KOGSR, OBGSR и Института геологии КарНЦ РАН и Института геологии Коми НЦ РАН определялись из исходных сейсмических записей с помощью WSG [Красилов и др., 2006] и EL [Асминг, 2004].

Таблица 3.1

Уточненный каталог землетрясений севера ВЕП за период с 2005 по 2017 г.

№	Дата			Время в очаге			Гипоцентр			Эллипс ошибок			Параметры расчета				Магнитуда				Тип источника
	Г	М	Д	ч	м	с	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	h, км	AzMajor, км	Rminor, км	Rmajor, км	Nst/Ndef	Эллипс-трассальное расстояние*, км	Азимутальный створ, °	ML (HE)	ML (KOGSR)	ML (АН)	ML (КОМ)		
1	2005	02	16	06	48	31.2	67.41	32.05	(16) 6-32	150	4.0	5.1	10/17	48-814	263	1.7				Тектоническое	
2	2005	03	01	20	00	07.4	69.85	33.10	0											Техногенное	
3	2005	03	15	16	17	17.1	69.91	33.06	0											Техногенное	
4	2005	03	18	01	49	43.7	67.14	31.91	(3) 0-17	140	5.0	8.4	6/10	70-789	239	1.1				Тектоническое	
5	2005	08	22	02	42	41.2	66.39	30.80	(10) 4-16	90	4.3	7.4	6/11	52-293	93	0.8				Не установлен	
6	2005	10	01	01	22	59.1	67.24	32.54	(10) 0-24	120	4.2	7.9	10/16	47-583	217	1.6				Тектоническое	
7	2005	10	19	03	15	44.6	66.88	31.00	(8) 0-22	90	4.6	10.7	5/8	80-195	85	1.2				Не установлен	
8	2005	10	22	17	46	44.8	64.49	40.95	(0) 0-13	70	10.4	14.5	11/22	24-1020	125	2.8		2.9		Тектоническое	
9	2005	10	23	00	34	06.3	66.64	33.29	(16) 0-51	100	5.6	11.8	12/21	107-639	160	1.6				Тектоническое	
10	2005	12	02	00	03	57.7	66.89	31.36	(15) 8-22	110	2.7	4.8	10/20	97-382	220	1.6				Тектоническое	
11	2005	12	12	01	46	03.8	66.87	31.02	(14) 5-22	120	2.9	5.4	10/15	84-441	227	1.2				Тектоническое	
12	2006	01	13	21	35	01.3	66.64	31.09	(0) 0-2	130	1.9	5.5	7/11	72-291	186	0.9				Не установлен	
13	2006	02	02	12	29	10.8	66.59	29.30	(5) 0-99	60	3.8	9.8	4/8	27-287	155	1.1				Не установлен	
14	2006	02	18	08	10	02.8	66.84	32.44	(0) 0-13	120	4.0	10.1	10/18	88-632	171	1.7				Тектоническое	
15	2006	03	30	10	46	02.1	70.68	52.88	(35) 0-99	110	19	40	13/19	836-1555	88	2.6				Не установлен	
16	2006	04	04	01	47	02.6	66.28	31.01	(3) 0-10	130	2.9	4.8	11/19	64-423	212	1.1				Не установлен	
17	2006	04	13	13	25	14.2	66.72	29.33	(11) 0-21	100	3.0	5.1	8/12	37-354	247	1.0				Не установлен	
18	2006	07	11	18	24	41.9	67.31	32.27	(10) 0-27	120	4.3	6.6	15/27	45-715	211	2.1				Тектоническое	
19	2006	07	23	01	32	08.8	66.00	39.58	(29) 2-99	60	7.3	10.9	19/33	218-1036	168	2.3				Тектоническое	

20	2006	10	25	12	24	42.7	66.94	31.07	(10) 0-33	130	2.6	12.9	5/7	91-144	185	0.7		Не установлен
21	2006	12	31	05	35	56.0	65.66	32.02	(0) 0-3	60	4.2	11.2	7/10	104-313	125	0.5		Не установлен
22	2007	03	13	14	31	28.6	66.29	31.16	(24) 18-30	130	2.9	5.5	18/30	63-549	214	1.9		Тектоническое
23	2007	03	29	22	53	21.9	66.15	30.54	(0) 0-5	90	2.8	5.8	9/14	28-240	96	0.8		Не установлен
24	2007	04	08	14	35	13.7	66.15	33.09	(5) 0-15	120	3.6	7.1	13/23	142-625	171	2.4		Тектоническое
25	2007	08	01	04	31	57.1	66.58	31.28	(10) 2-18	130	2.1	5.1	8/16	78-226	177	1.3		Тектоническое
26	2007	08	03	00	59	38.4	66.02	30.36	(18) 15-22	90	2.6	5.0	7/12	16-227	102	0.4		Не установлен
27	2007	08	19	22	56	03.3	69.64	33.10	(33) 3-98	40	6.3	12.7	29/56	226-1377	118	3		Тектоническое
28	2007	09	11	08	04	48.7	69.73	29.99	(0) 0-99	40	6.6	20.9	4/6	108-406	92	1.3		Не установлен
29	2007	10	30	00	19	16.0	66.63	30.91	(20) 0-99	100	2.7	9.2	4/6	60-135	122	0.5		Не установлен
30	2007	11	23	04	22	30.3	66.30	32.75	(0) 0-10	120	3.4	7.7	11/20	130-596	141	1.4		Не установлен
31	2008	01	27	01	54	25.5	68.19	29.74	(8) 0-14	40	2.5	3.4	9/16	48-254	217	1.0		Тектоническое
32	2008	01	27	03	24	23.8	68.18	29.76	(12) 0-27	30	3.0	3.9	5/9	49-228	217	1.2		Не установлен
33	2008	05	10	15	05	08.4	66.86	31.77	(6) 0-14	110	2.9	5.5	16/28	98-531	209	1.6		Тектоническое
34	2008	06	22	18	01	41.2	68.19	30.79	(16) 8-23	60	3.6	5.0	12/21	70-298	196	1.3		Тектоническое
35	2008	07	12	17	17	14.8	68.39	35.78	(25) 12-52	60	7.4	10.8	14/22	135-856	133	2.7		Тектоническое
36	2008	09	12	20	14	25.6	68.72	33.29	(15) 0-65	70	6.8	18.0	7/9	185-331	112	1.2		Не установлен
37	2008	09	22	23	21	00.5	61.28	51.58	10f	30	6.2	21.0	14/26	319-1492	199		3.2	Тектоническое
38	2008	10	19	23	29	10.0	66.87	29.16	(6) 0-23	70	1.4	2.7	9/18	58-146	211	0.5		Не установлен
39	2008	10	25	03	09	45.3	66.54	32.42	(0) 0-7	120	2.9	7.2	11/20	122-422	140	1.3	1.6	Тектоническое
40	2009	05	25	20	58	04.3	67.01	31.82	0									Техногенное
41	2009	08	31	15	17	50.8	66.31	31.05	(28) 22-33	110	3.3	6.1	16/30	62-548	177	1.5		Тектоническое

Продолжение табл. 3.1

№	Дата			Время в очаге			Гипоцентр			Эллипс ошибок			Параметры расчёта				Магнитуда				Тип источника
	Г	М	Д	ч	м	с	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, \text{км}$	$AzMajor, ^\circ$	$Rminor, \text{км}$	$Rmajor, \text{км}$	$Nst/Ndef$	Эпицентральное расстояние*, км	Азимутальный створ, °	ML (HE)	ML (KOGSR)	ML (AH)	ML (КОМ)		
42	2009	09	08	00	23	48.3	66.78	31.13	(18) 11–24	100	3.0	4.1	21/38	81–777	278	2.1				Не установлен	
43	2009	09	08	04	42	16.9	66.79	31.08	(14) 8–22	110	2.5	5.6	11/18	79–383	192	1.4				Не установлен	
44	2009	10	20	04	45	43.9	57.78	50.36	5	20	6.6	24.0	11/19	315–1430	161			3.4	Тектоническое		
45	2009	11	16	04	27	26.6	66.04	30.03	(7) 3–10	110	2.4	4.7	20/37	5.5–495	193	1.6				Тектоническое	
46	2009	11	28	14	32	23.6	66.26	33.00	(1) 0–13	100	3.6	4.6	10/16	138–315	193	1.6				Тектоническое	
47	2009	12	03	19	55	45	66.35	31.28	(13) 7–21	100	3.5	6.1	9/16	70–236	113	0.8				Не установлен	
48	2009	12	11	23	53	52	67.08	31.80	(11) 3–18	120	2.4	4.7	11/20	78–376	189	1.2				Тектоническое	
49	2010	02	25	01	42	13.8	66.43	30.53	(0) 0–7	90	2.2	4.7	10/17	40–254	140	0.7				Не установлен	
50	2010	03	27	23	06	55.8	66.24	32.02	(18) 1–24	170	7.4	12.9	6/11	93–180	27	0.7				Не установлен	
51	2010	04	06	04	49	03.4	66.90	31.08	(6) 0–12	110	1.9	3.5	12/23	87–358	201	1.3				Не установлен	
52	2010	05	20	01	33	48.3	66.31	32.12	(25) 16–34	30	7.9	8.5	6/11	98–268	44	0.7				Не установлен	
53	2010	09	05	05	17	33.2	66.20	30.74	(2) 0–7	130	2.8	5.2	17/29	42–529	184	1.4				Тектоническое	
54	2011	01	19	17	18	14	61.57	51.16	18	40	5.2	20.4	7/14	24–711	197			2.6	Тектоническое		
55	2011	01	20	14	37	00.0	65.35	30.54	(10) 2–16	60	2.3	4.0	10/17	52–273	237	0.9				Не установлен	
56	2011	04	25	02	38	37	59.57	50.68	15	40	6.1	11.4	16/29	114–2490	287			3.4	Тектоническое		
57	2011	06	16	15	44	06.5	66.59	31.58	(0) 0–5	100	4.5	9.4	9/15	89–523	146	1.6				Не установлен	
58	2011	08	13	11	54	52.2	66.18	34.23	(0) 0–48	120	6.4	12.1	6/11	173–272	88	1.2				Тектоническое	
59	2011	10	11	20	04	59.4	66.45	30.68	(20) 15–25	110	3.0	4.9	14/22	47–404	222	1.2				Не установлен	
60	2011	11	15	17	48	10.2	67.43	31.73	(0) 0–4	140	2.5	3.4	11/20	58–345	229	1.5	1.9			Тектоническое	
61	2012	01	03	00	01	37.9	68.14	29.30	(0) 0–99	70	3.4	6.0	4/8	44–220	154	1.1				Не установлен	

62	2012	01	08	20	54	25	66.81	31.46	(0) 0-6	110	3.1	5.5	19/30	99-606	215	0.7			Не установлен
63	2012	02	15	06	48	08.7	66.46	32.09	(4) 0-22	110	5.2	16.4	7/10	100-428	88	1.2			Не установлен
64	2012	03	27	07	13	12.5	66.11	30.36	(8) 3-13	90	2.3	2.7	10/19	22-271	224	0.9			Не установлен
65	2012	04	22	20	09	32.4	67.01	31.32	(6) 0-13	110	2.3	3.3	12/23	97-242	253	1.3			Не установлен
66	2012	04	30	08	48	27.4	65.78	30.80	(0) 0-12	100	2.2	3.6	6/10	45-128	72	0.8			Не установлен
67	2012	08	27	07	29	45.3	66.16	30.77	(12) 7-18	100	2.9	6.0	7/12	36-285	124	1			Не установлен
68	2012	10	07	03	43	12.9	66.21	47.84	(26) 0-99	50	8.6	19.0	13/25	526-1656	190	1.6			Не установлен
69	2012	10	11	15	00	48.0	65.82	30.35	(25) 19-30	100	1.9	3.9	5/9	27-92	98	0.5			Не установлен
70	2012	12	04	07	13	09	65.89	30.15	(5) 1-8	100	2.7	5.8	11/19	19-263	143	1.1			Не установлен
71	2012	12	24	06	22	39	66.77	64.36	11	70	7.2	9.9	76/104	343-8477	312			3.9	Тектоническое
72	2013	03	28	07	02	16.5	63.97	41.50	(21) 8-36	150	6.8	8.1	31/59	82-2596	277	2.9		3.4	Тектоническое
73	2013	04	03	14	49	35.0	66.99	30.19	(0) 0-6	100	2.3	3.6	16/28	74-383	232	1.5			Тектоническое
74	2013	04	26	19	51	08.2	68.04	29.37	(6) 0-13	70	3.3	6.3	7/12	32-230	172	0.7			Не установлен
75	2013	05	01	22	52	21.7	66.49	30.79	(22) 15-29	120	2.2	4.5	10/18	54-395	188	1.3			Тектоническое
76	2013	11	26	20	39	07.1	66.44	30.85	(15) 11-22	80	4.0	6.9	7/12	57-217	91	0.5			Не установлен
77	2013	11	30	22	16	20.1	65.48	31.73	(15) 0-59	20	6.2	9.1	6/8	105-656	218	0.8			Не установлен
78	2014	01	28	04	41	38	62.36	59.54	5	60	7.1	11.0	9/18	238-1211	223			3.4	Тектоническое
79	2014	02	25	18	53	06.1	66.43	32.46	(1) 0-10	120	2.6	3.7	12/21	122-431	242	1.7			Тектоническое
80	2014	03	20	13	56	40.7	64.87	35.52	(41) 29-57	50	6.3	8.2	13/23	25-543	232	1.2			Не установлен
81	2014	04	08	00	45	38.6	65.98	31.39	(0) 0-2	110	3.4	5.7	7/13	63-246	97	0.6			Не установлен
82	2014	08	20	02	27	38.0	66.30	31.83	(4) 0-12	120	2.9	3.6	10/17	92-337	245	1.3			Тектоническое
83	2014	08	29	23	37	39.2	66.60	31.56	(1) 0-8	100	3.4	8.5	7/13	88-241	97	0.9			Не установлен
84	2014	09	05	02	27	28.3	66.44	31.70	(3) 0-10	90	3.0	4.1	9/15	92-320	239	0.8		1.2	Не установлен

Продолжение табл. 3.1

№	Дата			Время в очаге			Гипоцентр			Эллипс ошибок			Параметры расчета				Магнитуда				Тип источника
	Г	М	Д	Ч	М	С	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, \text{км}$	$AzMajor, ^\circ$	$Rminot, \text{км}$	$Rmajor, \text{км}$	$Nst/Ndef$	Эпицентральное расстояние*, км	Азимутальный створ, °	ML (HE)	ML (KOGSR)	ML (АН)	ML (КОМ)		
85	2014	09	08	04	15	11.7	67.96	30.17	(3) 0-11	10	2.8	3.1	6/11	33-256	222	1				Тектоническое	
86	2014	09	12	22	09	43.3	66.32	31.51	(26) 15-32	110	4.0	8.5	5/9	71-155	87	0.6				Не установлен	
87	2014	10	02	12	19	23.1	66.40	32.53	(0) 0-7	120	3.0	4.3	14/23	123-508	241	1.4				Тектоническое	
88	2014	10	11	00	32	45.6	65.94	32.43	(0) 0-4	100	5.6	10.1	6/8	114-309	117	0.9				Не установлен	
89	2014	11	23	23	20	11.6	66.50	31.53	(9) 0-21	100	3.4	6.8	6/11	86-170	109	1.1				Не установлен	
90	2014	11	30	09	43	19.9	67.15	32.53	(13) 2-25	140	3.6	6.4	8/12	57-393	182	0.7				Не установлен	
91	2014	12	13	21	10	40.1	66.28	31.18	(21) 15-27	110	3.1	4.9	11/17	62-307	196	1.2				Не установлен	
92	2015	01	04	13	58	06	64.55	60.72	14	50	5.0	6.5	157/208	430-7639	334			4.6		Тектоническое	
93	2015	01	08	06	20	41.2	66.17	29.96	(19) 16-25	90	1.9	3.3	5/8	15-95	133	0.1				Не установлен	
94	2015	02	15	03	00	35.9	65.95	30.07	(9) 0-15	100	1.3	2.8	6/10	12-88	126	0.3				Тектоническое	
95	2015	02	28	19	33	49.1	66.31	31.85	(0) 0-14	130	2.4	6.6	6/10	92-260	127	1.1	1.5			Тектоническое	
96	2015	03	20	14	46	39.0	60.31	43.83	(0) 0-23	170	7.7	16.1	19/32	175-1329	177	2.7				Тектоническое	
97	2015	03	21	14	14	19	62.93	58.22	12	60	6.9	11.7	17/30	226-1573	208			3.1		Тектоническое	
98	2015	04	02	08	16	56.6	68.31	29.17	(0) 0-7	50	3.1	4.6	8/14	65-819	234	1				Не установлен	
99	2015	04	03	18	50	12.7	69.36	30.67	0											Техногенное	
100	2015	04	04	20	23	38.9	66.17	30.74	(5) 0-12	110	4.2	10.2	5/8	39-286	97	0.6				Не установлен	
101	2015	04	22	02	08	54.7	66.95	31.10	(0) 0-6	100	2.5	4.8	9/15	89-220	199	0.7				Тектоническое	
102	2015	05	10	14	03	11.7	66.74	31.13	(21) 15-25	130	2.2	3.6	14/25	80-334	278	1.4				Тектоническое	
103	2015	05	31	00	40	34.5	66.68	33.21	(0) 0-8	130	3.8	9.6	8/11	104-317	138	0.8				Не установлен	
104	2015	06	23	06	15	59.3	66.88	31.03	(13) 6-21	100	2.5	4.5	10/16	84-219	207	1.0				Тектоническое	

105	2015	06	26	03	45	48.9	66.57	32.03	(23) 13-29	120	2.7	5.2	8/13	112-264	197	0.7	1.7		Не установлен
106	2015	06	29	13	05	09.1	65.93	31.88	(19) 14-23	110	2.5	3.0	18/31	89-512	248	1.9	2.3		Тектоническое
107	2015	07	03	17	05	37.9	57.95	46.38	14	30	5.8	7.4	45/67	191-2672	310			3.8	Тектоническое
108	2015	07	05	06	11	39	58.00	46.44	15	10	7.6	16.4	14/28	186-1617	179			3.5	Тектоническое
109	2015	07	06	17	31	34.8	66.39	31.83	(15) 7-23	110	3.4	4.0	10/18	94-560	245	1.7	2.0		Тектоническое
110	2015	07	12	11	31	57.2	66.45	31.42	(10) 5-15	100	3.0	5.8	9/17	80-237	111	0.8			Не установлен
111	2015	08	01	04	31	04.4	66.21	30.55	(13) 8-20	90	2.0	3.8	7/12	32-178	134	0.7			Не установлен
112	2015	09	11	19	23	52.2	66.36	31.33	(20) 16-26	110	2.4	3.0	27/50	74-868	301	2.4			Тектоническое
113	2016	01	12	19	14	50.2	66.96	29.76	(14) 0-32	80	1.9	4.8	5/8	66-147	179	0.4			Не установлен
114	2016	02	28	17	48	07.0	67.00	32.01	(16) 8-23	110	2.7	3.9	24/43	79-771	303	1.8	2.1		Тектоническое
115	2016	04	03	00	04	27.0	67.52	32.09	(9) 0-6	160	3.3	4.9	7/13	40-282	208	1.0	1.5		Тектоническое
116	2016	04	06	19	09	34.0	59.46	52.20	11	30	3.7	5.4	7/14	147-503	250			2.4	Тектоническое
117	2016	04	23	00	09	24.9	67.63	33.31	(13) 3-19	170	3.9	8.4	10/15	16-493	254	1.4			Тектоническое
118	2016	05	17	11	13	19.4	66.90	30.16	(1) 0-6	90	2.6	4.0	17/32	98-380	239	1.5			Тектоническое
119	2016	05	26	04	46	00.7	66.04	35.66	(34) 2-99	90	5.8	12.5	10/18	197-436	118	1.1	2.0		Тектоническое
120	2016	06	13	06	16	09.2	69.58	33.78	(24) 14-32	30	4.0	8.5	11/17	64-476	164	2.1			Не установлен
121	2016	06	19	22	33	25.4	67.05	30.05	(5) 0-12	90	2.7	3.7	19/32	79-388	246	1.5			Тектоническое
122	2016	06	23	01	30	33.9	59.22	42.84	5f	20	7.1	14.8	12/23	261-1406	221			3.4	Тектоническое
123	2016	07	09	17	38	20.0	67.22	32.30	(10) 0-29	140	3.7	6.9	10/15	53-399	192	0.8	1.3		Тектоническое
124	2016	07	30	21	42	24.5	66.45	32.94	(3) 0-13	120	3.0	5.5	17/29	113-573	193	1.5	1.9		Тектоническое
125	2016	08	03	15	49	55.4	66.35	30.68	(14) 10-18	110	2.9	3.6	21/32	49-749	271	1.6			Тектоническое
126	2016	08	07	19	42	11.2	66.35	31.49	(20) 10-29	130	3.8	5.1	10/15	83-726	241	1.1			Тектоническое
127	2016	09	15	08	13	02.6	66.88	30.94	(23) 18-28	100	2.7	3.4	23/43	83-705	284	2			Тектоническое

Окончание табл. 3.1

№	Дата			Время в очаге			Гипоцентр		Эллипс ошибок			Параметры расчета				Магнитуда				Тип источника
	Г	М	Д	Ч	М	С	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, \text{км}$	$AzMajor, ^\circ$	$Rminor, \text{км}$	$Rmajor, \text{км}$	$Nst/Ndef$	Эпицентральное расстояние*, км	Азимутальный створ, $^\circ$	ML (HE)	ML (KOGSR)	ML (AH)	ML (КОМ)	
128	2016	11	15	19	20	23.7	65.64	30.16	⁽⁷⁾ 1-12	80	2.5	5.6	8/12	45-236	180	0.7				Не установлен
129	2016	11	19	20	47	20.3	66.75	32.47	⁽⁴⁾ 0-15	120	2.7	5.3	11/18	99-404	192	1.1	1.5			Тектоническое
130	2016	11	20	18	21	00.1	66.98	31.44	⁽²⁰⁾ 12-24	110	2.3	3.4	13/23	96-375	225	1.6	1.7			Тектоническое
131	2016	12	22	17	11	26.5	59.71	51.52	10	40	4.0	6.4	14/23	105-691	264			2.9		Тектоническое
132	2017	01	03	10	40	31.8	66.11	31.00	⁽¹⁰⁾ 4-16	120	3.2	4.4	17/33	50-461	198	1.8				Тектоническое
133	2017	01	08	10	28	14.4	69.19	33.81	⁽²¹⁾ 5-45	30	4.6	5.5	11/19	51-532	198	2.0				Тектоническое
134	2017	03	08	01	41	34.2	65.87	30.18	⁽²⁰⁾ 16-25	80	3.4	4.7	16/31	21-452	238	1.4				Не установлен
135	2017	03	19	17	30	01.1	66.92	31.61	⁽⁶⁾ 0-16	120	2.7	4.2	15/24	98-702	262	2.0				Тектоническое
136	2017	03	27	00	05	17.3	66.31	30.99	⁽¹⁹⁾ 12-26	100	3.5	7.0	5/9	55-219	152	1.0				Не установлен
137	2017	05	20	08	30	00.9	66.82	31.12	⁽⁰⁾ 0-5	90	3.0	7.7	5/10	92-223	116	1.2				Не установлен
138	2017	05	26	21	31	34.4	66.99	31.98	⁽²⁾ 0-25	110	2.9	5.4	5/9	79-180	170	0.8				Тектоническое
139	2017	05	28	01	50	17.8	66.72	31.08	⁽⁹⁾ 4-17	120	2.7	3.8	14/26	86-772	262	1.8				Тектоническое
140	2017	06	20	20	55	55.8	61.62	49.51	3	30	4.2	6.3	5/8	63-410	248			2.1		Тектоническое
141	2017	11	14	09	55	42.9	66.10	30.72	⁽¹⁵⁾ 0-100	50	2.3	5.2	4/8	61-169	108	0.9				Не установлен
142	2017	11	17	04	13	10.2	66.45	31.48	⁽⁷⁾ 1-13	130	2.4	4.1	10/19	85-426	205	1.4				Тектоническое
143	2017	12	02	15	33	51.0	67.64	33.15	⁽¹¹⁾ 7-15	160	3.0	4.5	10/19	8-339	251	1.6				Тектоническое

* Диапазон эпицентральных расстояний от эпицентра до станции.

Определение параметров гипоцентров на основе сводных бюллетеней производилось методом Generalized Beamforming [Ringdal, Kværna, 1989] в его усовершенствованном виде, реализованном в программе NAS [Fedorov et al., 2019]. Для расчета доверительной области, помимо знания известных фаз и координат датчиков, необходимы оценки погрешностей скоростной модели Δv и измерения вступлений Δt для разных типов волн. В данном исследовании значения погрешностей скоростной модели были приняты равными 0.15 км/с, а значения погрешностей измерения вступлений равными 0.3 с.

Эффективность используемого алгоритма расчета и выбор скоростной модели были проверены на основе перерасчета параметров гипоцентров подземных ядерных взрывов 18.07.1985 г. и 06.09.1988 г., произведенных на севере европейской части России для гражданских целей [Yang et al., 2003]. У подземных ядерных взрывов местоположение эпицентра, глубина и время в очаге известны с большой точностью. Поэтому процедура перерасчета гипоцентра по фактическим временам вступлений может показать эффективность (либо некорректность) применения алгоритма расчета и разных скоростных моделей.

В качестве скоростных моделей были опробованы следующие 1D модели: BARENTS [Kremenetskaya et al., 2001], BAREY и BAREZ [Schweitzer, Kennett, 2007] и NORP [Морозов, Ваганова, 2011]. Модель BARENTS была разработана для Фенноскандии, Балтийского щита и прилегающих районов. Ниже Мохо модель состоит из слоев модели АКА135 [Kennet et al., 1995]. Модели BAREY и BAREZ были адаптированы из модели, разработанной [Kremenetskaya et al., 2001], путем внесения незначительных корректировок скорости и изменения отношения V_p/V_s в верхней мантии. Модель BAREZ использует отношение V_p/V_s , равное 1.73 в земной коре, и отношение 1.72 ниже Мохо. Модель BAREY использует соотношение V_p/V_s , равное 1.77 в верхней мантии. Модель NORP была разработана в результате расчета скоростной структуры земной коры для двух областей Русской плиты с использованием функций приемника. В модели BAREY, BAREZ и NORP были добавлены глубинные слои в подкоровой литосфере и мантии из модели АКА135 для расчета времени прохождения сейсмических фаз с телесеismicических расстояний.

Бюллетени сейсмических станций с временами вступления фаз по конкретным ядерным взрывам были взяты по данным ISC и архива Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН». Расчет всех параметров производился для разных диапазонов эпицентральных расстояний (0–10°, 0–15°, 0–20°, 0–30° и 0–90°) с разным количеством используемых сейсмических станций, входящих в каждый диапазон (рис. 3.7).

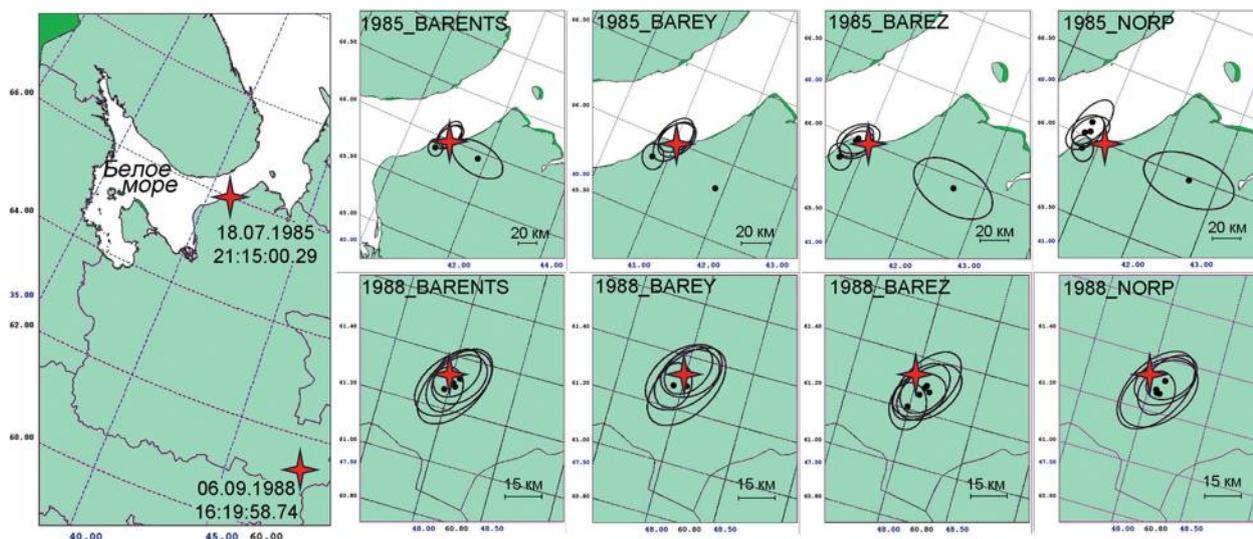


Рис. 3.7. Результат проверки эффективности используемого алгоритма расчета и скоростных моделей на примере локализации промышленных ядерных взрывов 18.07.1985 г. и 06.09.1988 г. в Беломорье. Звездочкой обозначено местоположение взрывов по [Yang et al., 2003]. Точками показаны эпицентры с эллипсами ошибок, вычисленные в разных диапазонах эпицентральных расстояний

Для всех наборов данных модель BARENTS показала наибольшую точность определения местоположения относительно других моделей. Для разных параметров расчета реальные эпицентры взрывов всегда находились в области эллипса ошибок вычисленных эпицентров, за исключением двух случаев. При эпицентральных расстояниях от 0 до 10 и от 0 до 90 градусов реальный эпицентр взрыва 1985 г. оказался на незначительном расстоянии за пределами эллипса. В первом случае, возможно, это объясняется узким азимутальным створом используемых в расчете сейсмических станций, так как в расчете использовались только данные станций, функционирующих в Финляндии, на севере Швеции, и двух – в России (Апатиты и Пулково). Этот случай лишний раз подчеркивает необходимость использовать в расчетах все доступные в настоящее время исходные данные и бюллетени российских и зарубежных сейсмических станций для обеспечения наибольшего азимутального охвата эпицентра сейсмическими станциями.

Были вычислены диапазоны возможных значений глубин очагов взрывов с указанием глубины с максимальным значением рейтинговой функции. Для разных параметров расчета значение глубины очага всегда оказывалось равным 0 км. Вычисленные значения времен в очаге варьируются в пределах 4 с от истинного (табл. 3.2).

Исходя из изложенных соображений и результатов, отраженных в табл. 3.2 и на рис. 3.7, авторы считают, что применение усовершенствованного алгоритма, реализованного в программе NAS, в совокупности со скоростной моделью BARENTS дают достаточно точные параметры гипоцентров и позволяют использовать данную методику для перерасчета параметров землетрясений в Беломорском регионе.

Таблица 3.2

Результат проверки эффективности используемого алгоритма расчета и скоростной модели BARENTS

№ п/п	Реальные параметры гипоцентра подземных ядерных взрывов					Вычисленные параметры гипоцентра подземных ядерных взрывов										
	Дата дд.мм. гггг	Время чч:мм: сс.0	Гипоцентр			R, °	Nст	Nф	Время чч:мм:сс.0	Гипоцентр			Эллипс ошибок			D, км
			φ, °	λ, °	h, км					φ, °	λ, °	h, км	AzMajor, °	Rminor, км	Rmajor, км	
1	18.07.1985	21:15:00.29	65.99	41.04	0.8	0-90	205	215	21:15:01.9	65.88	40.77	⁽⁰⁾ ₀₋₁₀	160	7.9	9.3	17.3
						0-30	121	131	21:14:59.9	66.08	41.04	⁽⁰⁾ ₀₋₁₅	30	9.3	15.1	10.0
						0-20	23	33	21:15:00.2	66.04	41.01	⁽⁰⁾ ₀₋₁₁	30	9.7	14.8	5.7
						0-15	16	24	21:15:00.7	66.06	40.99	⁽⁰⁾ ₀₋₁₆	20	10.3	18.3	8.1
						0-10	9	13	21:14:55.8	65.93	41.80	⁽⁰⁾ ₀₋₉₉	100	16.6	30.7	35.1
2	06.09.1988	16:19:58.74	61.33	47.98	0.8	0-90	173	187	16:20:01.4	61.27	47.969	⁽⁰⁾ ₀₋₉	10	7.2	9.8	6.7
						0-30	127	141	16:20:00.9	61.33	48.03	⁽⁰⁾ ₀₋₁₀	30	7.7	11.7	2.7
						0-20	38	49	16:20:00.4	61.32	48.06	⁽⁰⁾ ₀₋₁₁	40	8.7	12.6	4.4
						0-15	16	26	16:20:00.9	61.31	48.02	⁽⁰⁾ ₀₋₁₉	40	10.8	17.8	3.1
						0-10	8	14	16:20:01.5	61.29	48.04	⁽⁰⁾ ₀₋₂₅	30	10.4	19.2	5.5

Примечание. R – диапазон эпицентральных расстояний; Nст – количество используемых в расчете сейсмических станций; Nф – количество используемых в расчете сейсмических фаз; AzMajor – азимут большой оси эллипса; Rminor – малый радиус эллипса; Rmajor – большой радиус эллипса; D – расстояние между истинным и вычисленным эпицентром; (0) – значение глубины с максимальным значением рейтинговой функции.

3.3.2. Особенности проявления современной сейсмичности Беломорского региона

В период с 2005 по 2017 г. в районе исследований было зарегистрировано 139 землетрясений с магнитудой M_L (M_E) от 0.1 до 4.6 (табл. 3.1). Представительность землетрясений в каталоге можно оценить по рис. 3.8. Очевидно, что землетрясения с магнитудой от 1.3 регистрируются без пропусков. Но это относится не ко всему району исследования, а преимущественно к его северо-западной части, где зарегистрировано большинство землетрясений. Для 80% землетрясений ($N = 111$) большая ось эллипса ошибок не превышает 10 км с фиксированными параметрами ошибки для скоростной модели (0.15 км/с) и временами прихода (0.3 с) (рис. 3.8).

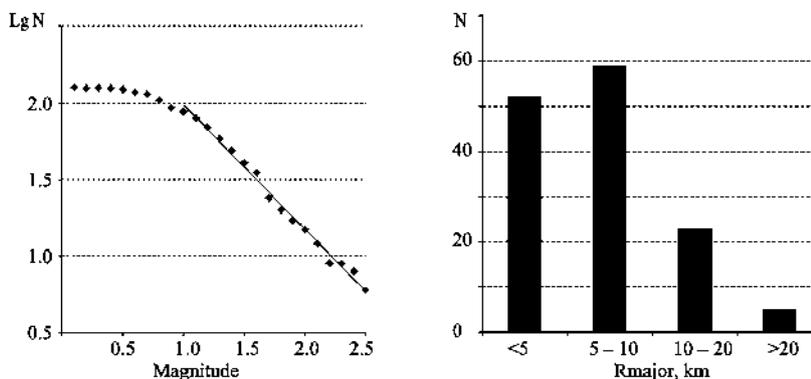


Рис. 3.8. Кумулятивный график повторяемости землетрясений, произошедших на севере ВЕП (слева), и диаграмма (справа), показывающая распределение большой оси в эллипсе ошибок (R_{major})

Современная сейсмичность севера ВЕП проявляется в виде землетрясений небольшой магнитуды. Из 139 зарегистрированных землетрясений только 29 имели M_L выше 2.0 (табл. 3.1). Распределение эпицентров зарегистрированных землетрясений вполне соответствует закономерностям, выявленным ранее в работах [Ассиновская, 2004; Баранов и др., 2007; Никонов, Шварев, 2013],

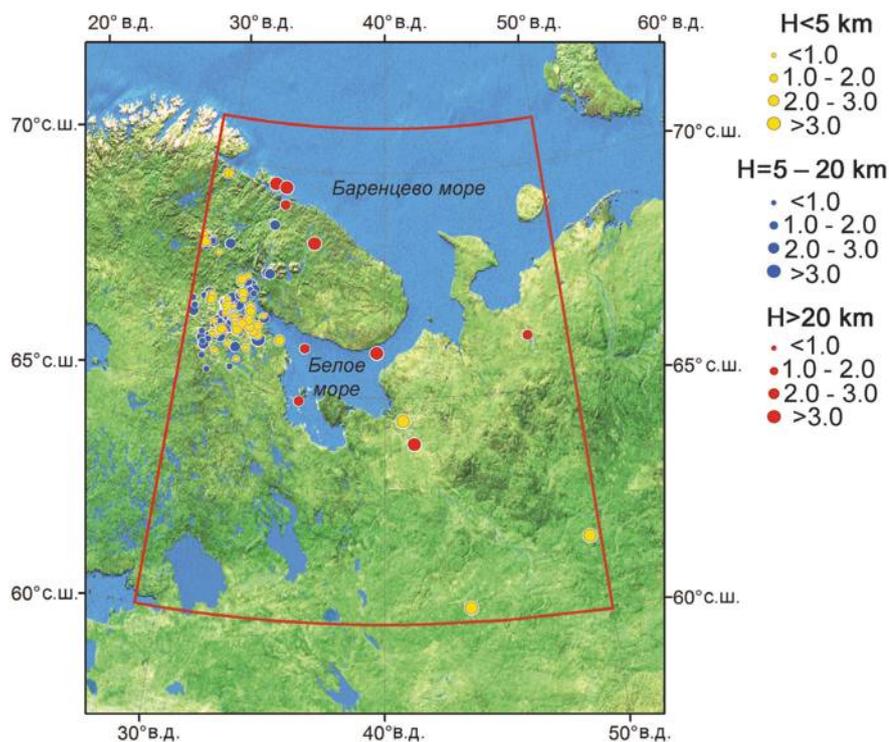


Рис. 3.9. Карта эпицентров землетрясений из уточненного каталога за период с 2005 по 2017 г. с указанием магнитуды и глубины. Линия ограничивает изучаемую область

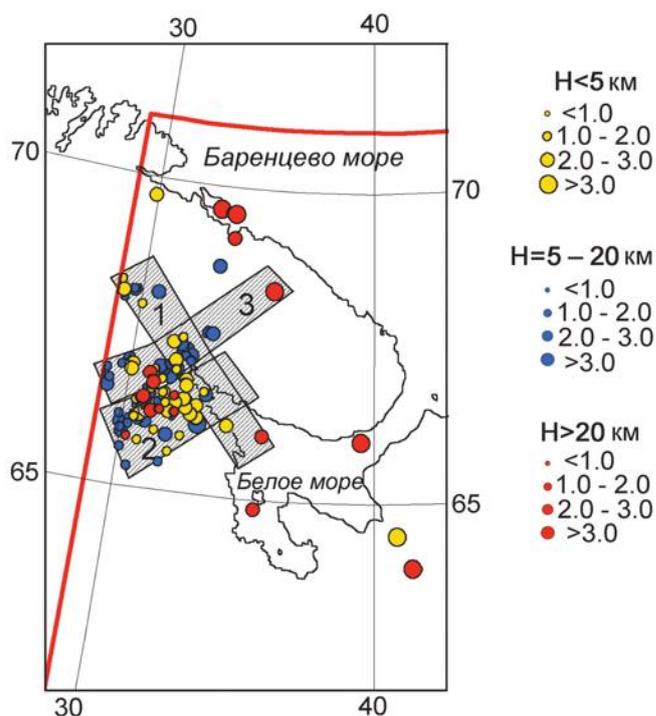


Рис. 3.10. Схема основных сейсмически активных зон Беломорья с градациями по магнитуде и глубинности тектонических землетрясений 2005–2017 гг.:

сейсмогенные зоны: 1 – Кандалакшская; 2 – Куусамо-Порьегубская; 3 – Хибино-Ловозерская. Красная линия ограничивает изучаемую область

а именно – повышенная сейсмическая активность западной части Беломорья и слабая активность восточного и центрального секторов региона (рис. 3.9). Эпицентры малоуглубленных тектонических землетрясений в 2005–2017 гг. были, в основном, приурочены к Кандалакшской и Куусамо-Порьегубской сейсмогенерирующим зонам (рис. 3.10), выделенным ранее в [Баранов и др., 2007].

В западной части Беломорского региона большая часть эпицентров слабых событий в 2005–2017 гг. располагается не в пределах Кандалакшского грабена, а на суше к западу и юго-западу от него, при этом гипоцентры большинства землетрясений находятся на глубине от 5 до 20 км. При сравнении положения эпицентров землетрясений (с учетом эллипса ошибок каждого) с картой новейших и молодых морфоструктур Кандалакшского залива и его окрестностей (рис. 3.11) выявлен ряд примечательных особенностей: эпицентры 11 событий совпадают с разломами третьего порядка, и восемь из них имеют близповерхностные очаги, т. е. отражают как бы «растрескивание» верхней части кристаллического фундамента.

В пределах акватории залива, т. е. самого Кандалакшского грабена, и только на его юго-западном борту, зафиксировано три события также с верхнекоровыми очагами и на больших расстояниях друг от друга (рис. 3.12). Их эпицентры лежат на линиях продольных разрывов, простирающихся в СЗ-ЮВ направлении вдоль главного ограничения грабена. Явно обнаруживается сейсмическое «молчание» за последние годы в пределах самого грабена, где фундамент густо раздроблен расколами разного порядка и ориентации. Скорее всего, явление это временное и может означать большую длительность периодов накопления напряжений перед проявлением более сильных событий. Сопоставление современной картины распределения очагов с локализацией палеосейсмодеформаций (рис. 3.11) и очагов сильных землетрясений исторического периода подтверждает правомерность указанного предположения.

В восточной части Беломорского региона зарегистрировано два землетрясения в Беломорско-Двинском районе в 2005 и 2013 гг. и одно – в районе пролива Горло в 2006 г. Все землетрясения имеют магнитуду M_L (M_E) больше 2.0, что выделяет их среди остальных землетрясений. Факт возникновения землетрясения 2005 г., если его рассматривать совместно со сведениями о землетрясениях 1847 и 1935 гг., а также с землетрясениями 1970-х гг. [Никонов, 2013], может указывать на сейсмическую активность Беломорско-Двинского района. Эпицентры можно соотнести с системой крупных разломов, разграничивающих Архангельский выступ и Керецко-Пинежский рифт на северо-востоке и Онежско-Кандалакшский палеорифт на юго-западе.

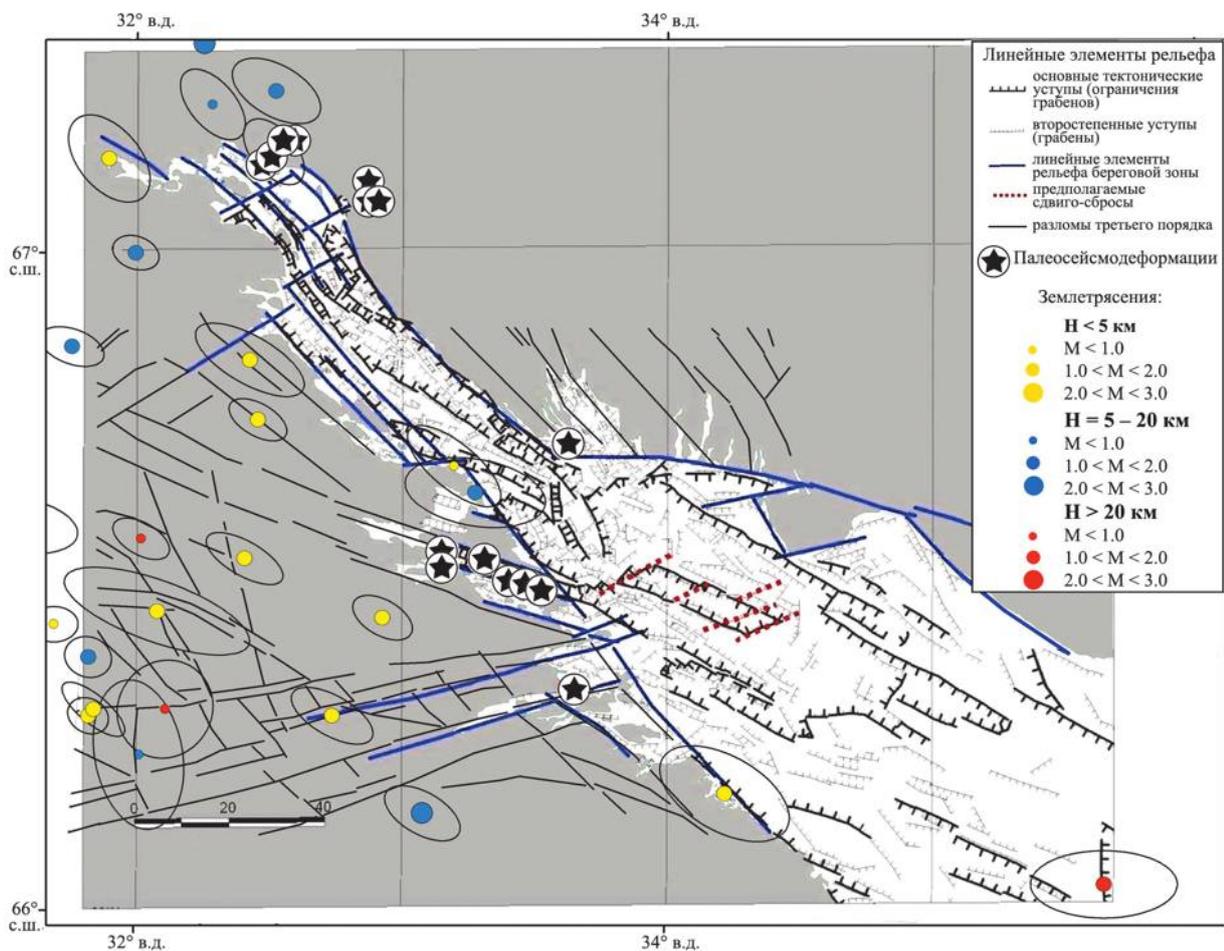


Рис. 3.11. Морфоструктурная схема дна и побережий Кандалакшского залива, составленная С. В. Шваревым по цифровой модели рельефа, в сопоставлении с сейсмическими проявлениями. В легенде справа дана классификация землетрясений по глубине очага (Н) и магнитуде (размер кружка)

Эпицентр землетрясения 2013 г. приурочен к разлому, ограничивающему Архангельский выступ и Онежско-Кандалакшский палеорифт. Примечательно, что активность этого разлома была показана ранее в работе [Юдахин и др., 2008] на основе регистрации эндогенного излучения. Вычисленный в работе [Mogozov et al., 2016] фокальный механизм этого землетрясения полностью соотносится с выводами работы [Сим и др., 2011] о характерном для восточной части Балтийского щита региональном субмеридиональном сжатии и субширотном растяжении.

Эпицентр землетрясения 2006 г. в проливе Горло практически совпадает с эпицентром исторического землетрясения 1912 г. [Никонов, 2000]. Как видно, разрядка тектонических напряжений происходит и на поперечно-секущих (северо-восточных) разломных зонах. В центральной части Беломорского региона слабые землетрясения не зарегистрированы за весь инструментальный период [Ассиновская, 2004; Годзиковская и др., 2010].

Для каждого землетрясения в каталоге 2005–2017 гг. были вычислены диапазоны возможных значений глубин их очагов с указанием глубин с максимальным значением рейтинговой функции (табл. 3.1). Для некоторых землетрясений интервалы возможных значений глубин довольно широкие, так как отсутствие станций на близких расстояниях от эпицентра, даже при хорошем азимутальном охвате сейсмическими станциями, не позволяет определить диапазон возможных глубин более точно. Полученные оценки показали, что для землетрясений в Беломорском регионе характерны значения глубин очагов менее 20 км. Для трех землетрясений, эпицентры которых расположены непосредственно в акватории Белого моря, и двух землетрясений в Карелии

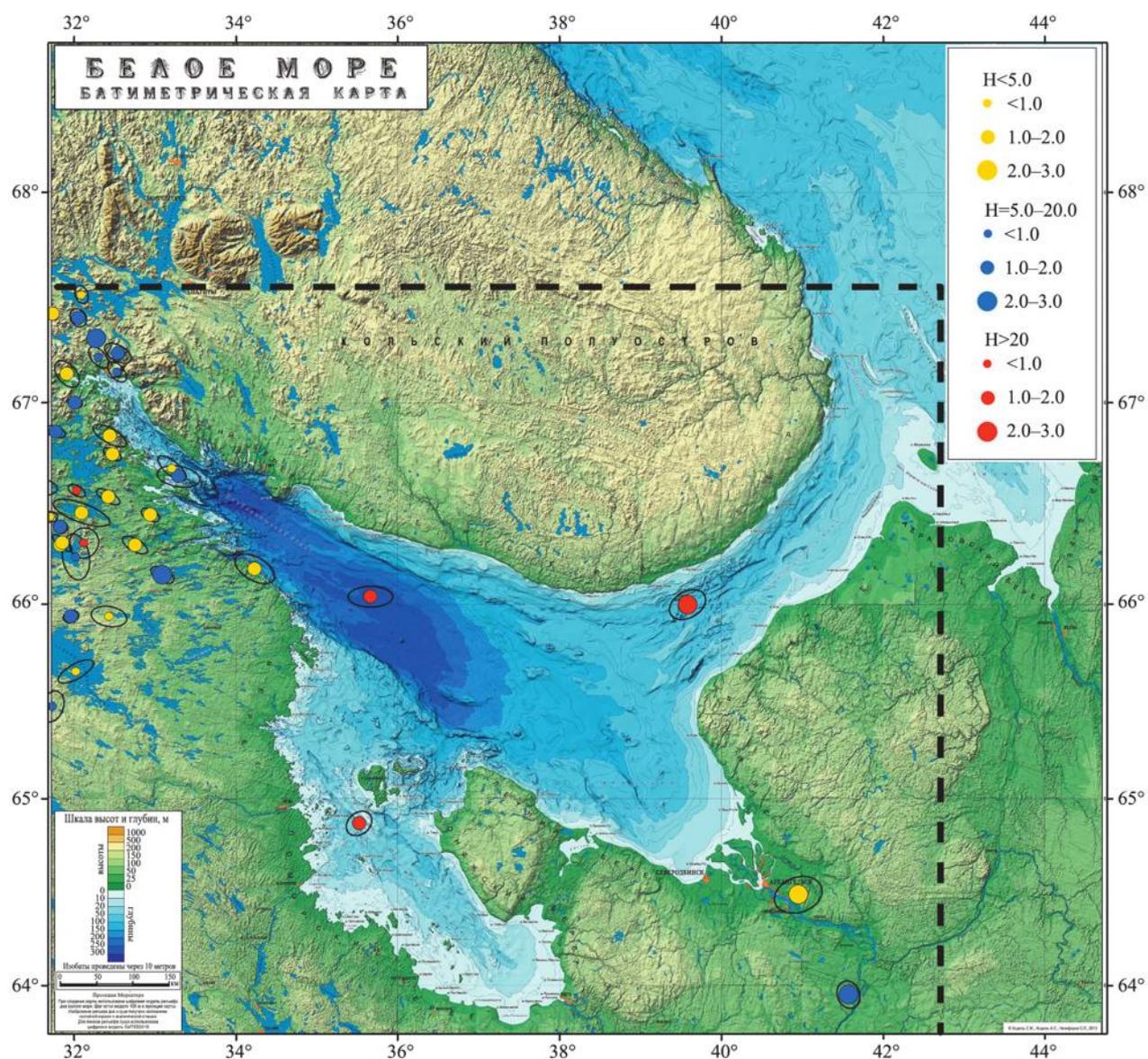


Рис. 3.12. Карта уточненных эпицентров землетрясений для Беломорского региона с эллипсами ошибок. В легенде справа дана классификация землетрясений по глубине очага (H) и магнитуде (размер кружка)

получены оценки глубины очага более 20 км. Это хорошо согласуется с результатами [Bungum, Lindholm, 1997; Ассиновская, 2004], согласно которым слой, вызывающий землетрясения, находится в пределах 5–17 км глубины.

Суммируя полученные в последние годы сведения о локализации и генезисе сейсмических событий, определяющих современный геодинамический режим Беломорского региона, можно с большей долей уверенности утверждать, что при достигнутом уровне точности и надежности регистрации опасных явлений с помощью скоординированных действий интернациональных сетей геофизического мониторинга можно обеспечить в перспективе эффективное управление промышленной и экологической безопасностью районов промышленного освоения недр как на суше, так и на шельфовых площадях Беломорья. Вместе с тем следует отметить, что вопросы взаимосвязи между сейсмичностью и структурой кристаллического фундамента региона, а также протекающими в нем глубинными геодинамическими процессами все еще имеют неоднозначную трактовку, что затрудняет долгосрочное прогнозирование масштабов сейсмического риска.

ГЛАВА 4

ГЕОДИНАМИКА БЕЛОМОРЬЯ

4.1. СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИКА БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА

Постдевонская история северной части Восточно-Европейской платформы и, в частности, Беломорского региона характеризуется достаточно спокойным плитным режимом без каких-либо проявлений деструкционных тектонических событий и внутриплитного магматизма. Образование внутреннего моря на пассивной континентальной окраине Восточно-Европейской платформы было обусловлено всей историей эволюции литосферы северной части плиты, хотя морфологическое оформление впадины, ныне занятой морским бассейном, связано с неоген-четвертичной активизацией тектонических движений. Морские условия осадкообразования установились для бассейна в среднем голоцене около 6000 лет назад, откуда ведет свою историю уже современное Белое море [Спиридонов и др., 1980]. Неотектоническая активизация территории Беломорья проявляется системой активизированных разрывных дислокаций, которые отчетливо выражены в рельефе дна бассейна Белого моря, в очертаниях береговых линий, а также в ландшафтных элементах сухопутной части территории. Современный (неотектонический) структурный план Беломорского региона представляет собой чередование зон прогибаний и поднятий северо-западного простирания, в состав которых входит Онежская зона прогибания, Онежская зона поднятий, Кандалакшский прогиб (грабен) и Кольско-Кулойская зона поднятий (рис. 4.1) [Макаров и др., 2007].

Как известно, формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива Белого моря наследует и возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания Онежско-Кандалакшского палеорифта в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. На дне Кандалакшского залива вдоль его простирания зафиксированы узкие и протяженные зоны опускания, представляющие собой зарождающиеся полуграбены с крутыми юго-западными и пологими северо-восточными бортами, выполненные современными морскими осадками [Невесский и др., 1977]. Сейсмоакустическое профилирование показало, что со времени последнего межледниковья (микулинское время) дно Кандалакшского залива погрузилось более чем на 200 м [Тарасов, Шлыкова, 2006]. По характеру морфологии дна Кандалакшского залива и очертаниям береговой линии отчетливо просматривается сегментация современного грабена (рис. 4.2).

Однако заметим, что современный Кандалакшский грабен наследует пространственно рифейский грабен лишь в его северо-западной части, а в центральной части бассейна Белого моря его юго-восточное продолжение следует в Двинский залив и наблюдается далее в рельефе суши вдоль нижнего течения р. Северной Двины. Таким образом получается, что оси современного и древнего грабенов расходятся примерно на 15° , что свидетельствует о разной ориентировке векторов растяжения земной коры в рифее и в четвертичном периоде и, вероятно, о разных причинах, вызвавших заложение этих грабенов.

Как уже отмечалось, на северо-западном окончании Кандалакшской впадины выделяется [Балуев и др., 2000] относительно небольшой сегмент грабена протяженностью около 80 км – Колвицкий, отделенный от основного грабена косой межвпадинной перемычкой, выраженной подводной грядой кристаллического фундамента, выступающего местами над водной поверхностью в виде цепочки островов Средние Луды. Так как Колвицкий сегмент представляет собой крайнюю северо-западную

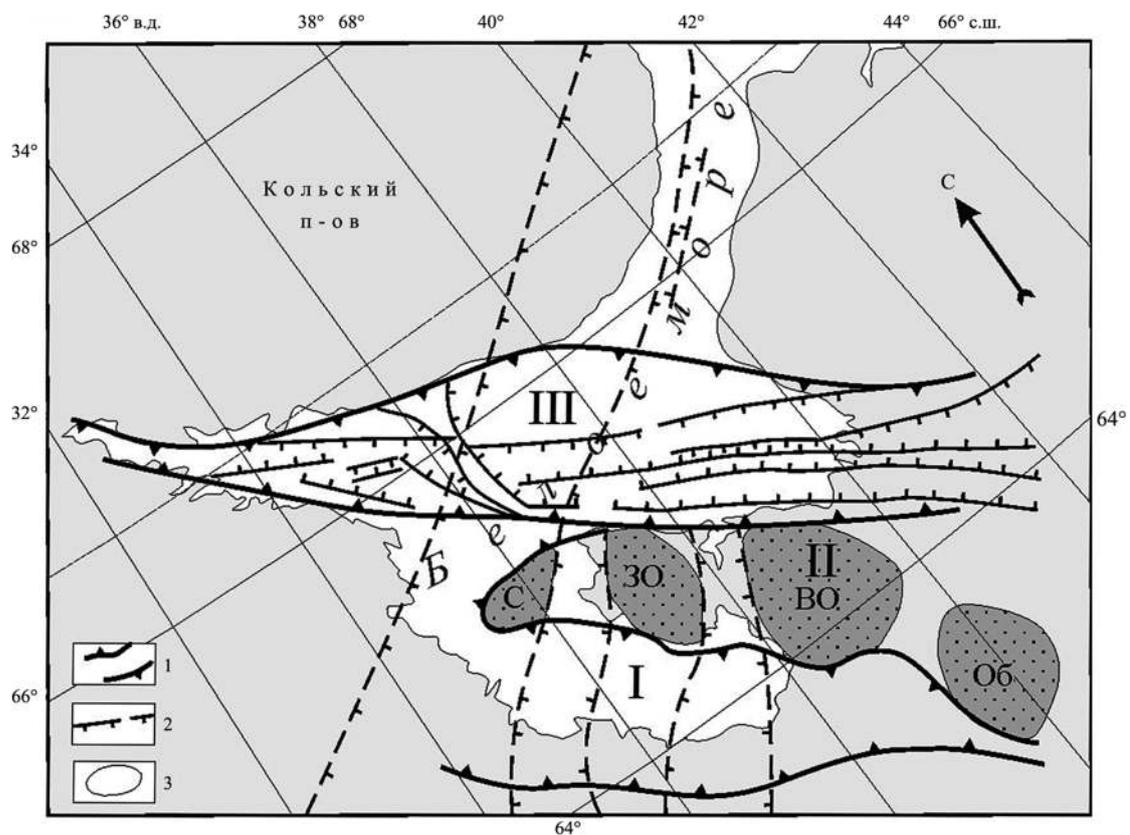


Рис. 4.1. Неотектонический структурный план Беломорья (по: [Макаров и др., 2007]):

1 – границы зон прогибаний и поднятий; 2 – структурные ступени (штрихи направлены в сторону опущенных крыльев); 3 – контуры локальных поднятий. I – Онежская зона прогибания, II – Онежская зона поднятий, III – Кандалакшский прогиб (грабен), С – Соловецкое поднятие, ЗО – Западно-Онежское поднятие, ВО – Восточно-Онежское поднятие, Об – Обозерское поднятие

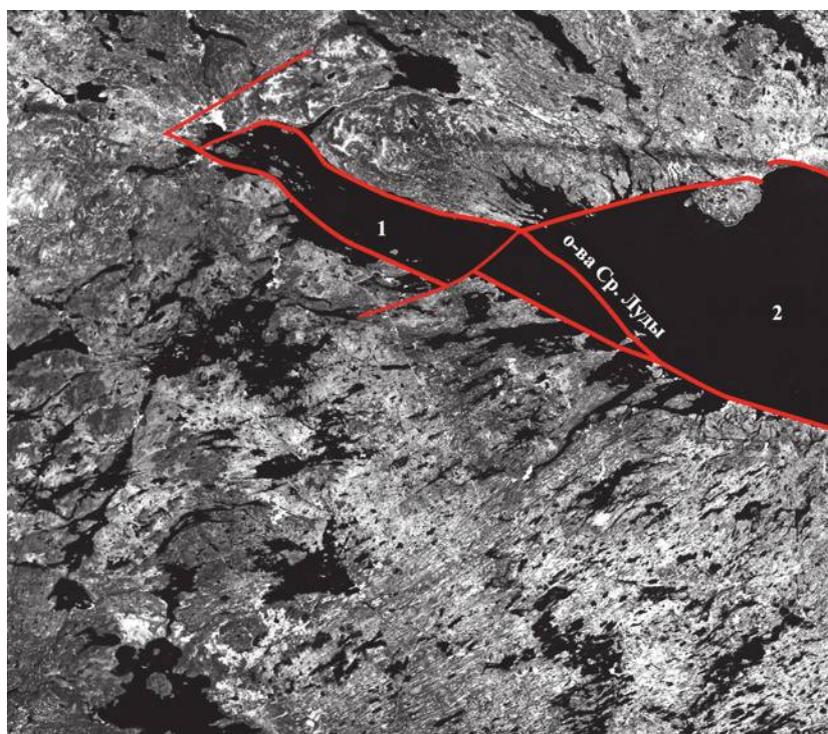


Рис. 4.2. Космический снимок «Ландсат» Кандалакшского залива Белого моря. По очертаниям береговой линии отчетливо виден тектонический характер ограничений современной впадины Кандалакшского залива и его сегментация:

1 – современный Колвицкий грабен; 2 – современный Кандалакшский грабен, наследующий рифейский грабен

мелководную (до 70 м) часть Кандалакшского залива с многочисленными островками, сложенными породами кристаллического фундамента, то очевидно, что этот грабен Кандалакшского залива сформировался позже основного грабена в поздне-постледниковый период в результате интенсивных дифференцированных тектонических движений.

Установлено [Балуев и др., 2009б], что островная гряда архипелага Средние Луды, сложенная анортозитами Колвицкого массива, является межвападинной перемычкой, разделяющей два молодых (современных) грабена: Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий, и представляет собой зону аккомодации тектонических напряжений, т. е. зону приспособления и переноса напряжений растяжения с одного отрезка рифтовой зоны на другой.

Таким образом, здесь наблюдается классическая схема сегментации континентальных рифтов [Wernicke, 1985], согласно которой рифты состоят из полуграбенов (сегментов) с переменной полярностью, при этом главный граничный сброс имеет вогнутую форму, а полуграбены соединяются зонами аккомодации со сдвиговой деформацией (рис. 4.3). Следует заметить, что в данном случае речь идет о современных грабенах – Колвицком и Кандалакшском, последний из которых наследует древний рифейский грабен, и разъединяющей их перемычке гряды Средние Луды.



Рис. 4.3. Принципиальная кинематическая схема сегментации северо-западного фланга Онежско-Кандалакшской рифтовой зоны: древний, но обновленный Кандалакшский грабен (2) и молодой Колвицкий грабен (1, см. рис. 4.2), разделенные межвападинной перемычкой архипелага Средние Луды

Современный Кандалакшский грабен, занимающий большую часть одноименного залива к юго-востоку от перемычки и имеющий протяженность около 300 км, также представляет собой полуграбен с более крутым юго-западным бортом и, судя по рельефу подошвы четвертичных отложений [Тарасов, Шлыкова, 2006], амплитудой сброса более 200 м (рис. 4.4). В нем приподнято юго-западное плечо, а опущено восточное. Соловецкий гравитационный максимум приурочен именно к юго-западному крылу, а на Карельском берегу, так же как и на Колвицком, встречаются анортозиты, гранулиты и эклогиты – образования нижних частей коры. В этом сегменте падение главного сброса направлено на северо-восток. Колвицкий грабен, занимающий часть Кандалакшского залива Белого моря к северо-западу от архипелага Средние Луды, также имеет четко выраженную асимметрию, но, в отличие от Кандалакшского грабена, крутым его бортом с видимой амплитудой сброса более 70 м является северо-восточный. Этот борт Колвицкого грабена является его главным сдвиго-сбросом, смещающим поверхность ледникового скольжения и погружающимся в юго-западном направлении под углами 50–60° на юго-запад в сторону моря [Колодяжный и др., 2019]. К северо-восточному крылу приурочена положительная гравитационная аномалия, и на поверхность здесь выходят более глубокие породы. Здесь же отмечается тенденция пространственной приуроченности заложения и активизации главных рифтообразующих разломов вдоль линейной зоны эксгумации глубинных пород на поверхность.

Новейшая структура северо-западного окончания Колвицкого грабена подчеркивается веерообразной системой прямолинейных разрывов, между которыми в виде перемычек развиты дугообразные нарушения (см. рис. 1.7 и 1.13). Линейные разрывы часто выражены в современном рельефе протяженными фиордообразными заливами на юго-западном берегу Колвицкого залива, крутыми

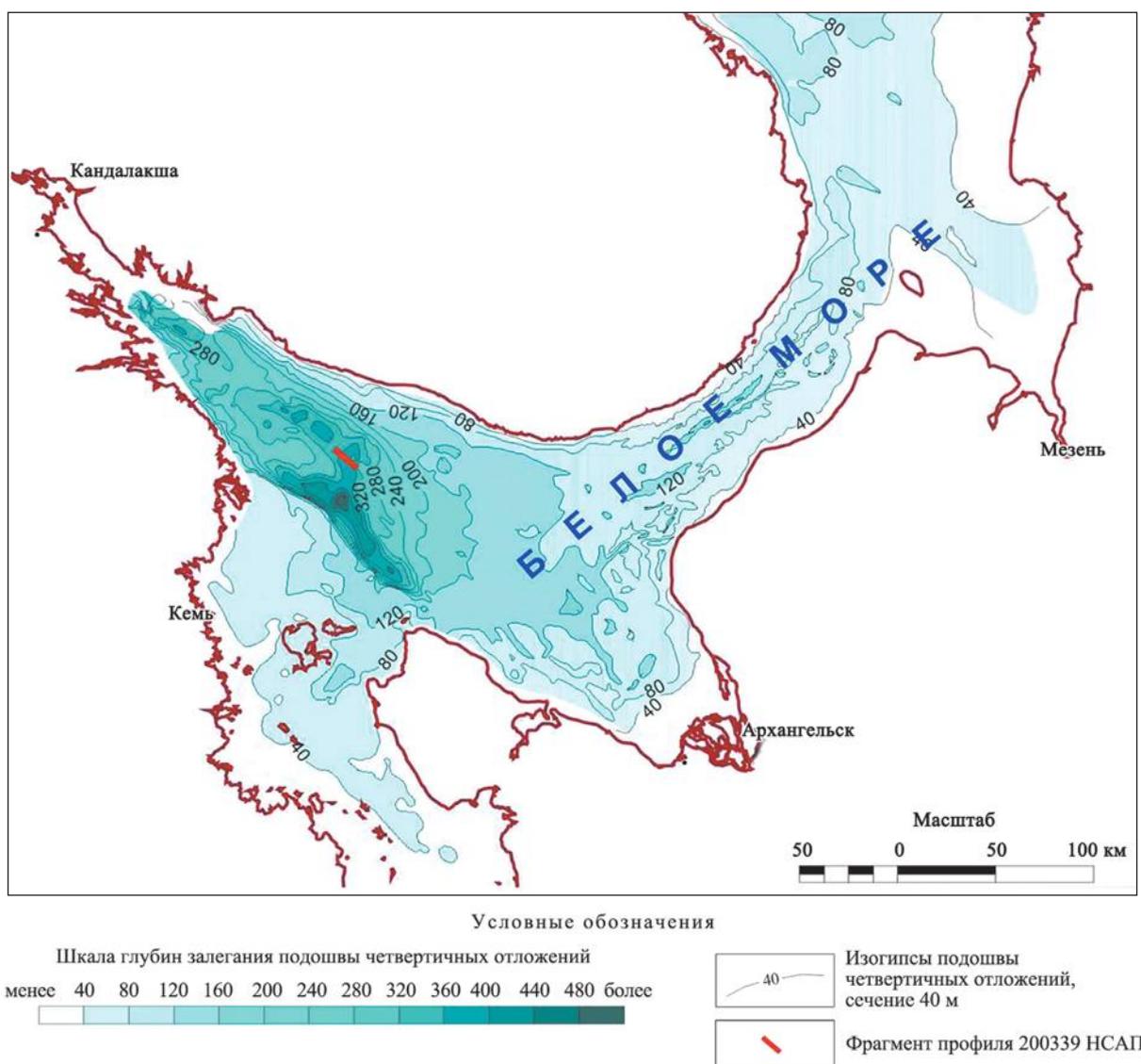


Рис. 4.4. Схема рельефа подошвы четвертичных отложений бассейна Белого моря (по: [Балуев и др., 2012])

уступами, сквозными долинами и каньонами в горных массивах его северо-восточного берега. Дугообразные структуры обычно контролируют второстепенные формы рельефа – ступенчатые поверхности склонов возвышенностей, небольшие долины малых притоков и цепочки озер. К этой радиально-дугообразной системе разрывов пространственно приурочен рой слабых землетрясений с магнитудой 1–2 балла и глубиной гипоцентров 5–20 км, а также несколько палеосейсмодислокаций (см. рис. 3.5 и 3.6), что свидетельствует о продолжающейся пропагации Керецкого грабена к северо-западу.

Юго-восточная часть Онежско-Кандалакшского палеорифта – Онежский грабен – перекрыт поздневендскими осадками платформенного чехла, однако и в этой части проявляются современные тектонические движения, о которых можно судить по косвенным признакам. По геофизическим данным, вдоль юго-восточного побережья Онежского залива кристаллический фундамент резко погружается с дневной поверхности под осадочный чехол до глубины более 2.5 км, формируя таким образом крутой юго-западный борт Онежского грабена. Цепочка островов Кийостровского архипелага, вытянутая параллельно главному граничному сбросу грабена, вместе с островами Шоглы являются, по всей видимости, реликтом денудированного плеча палеорифта. Здесь вдоль восточного побережья Кийострова, сложенного кварцитовидными породами, наблюдаются зияющие трещины отрыва дугообразной формы с плоскостями падения в сторону борта Онежского грабена (рис. 4.5).

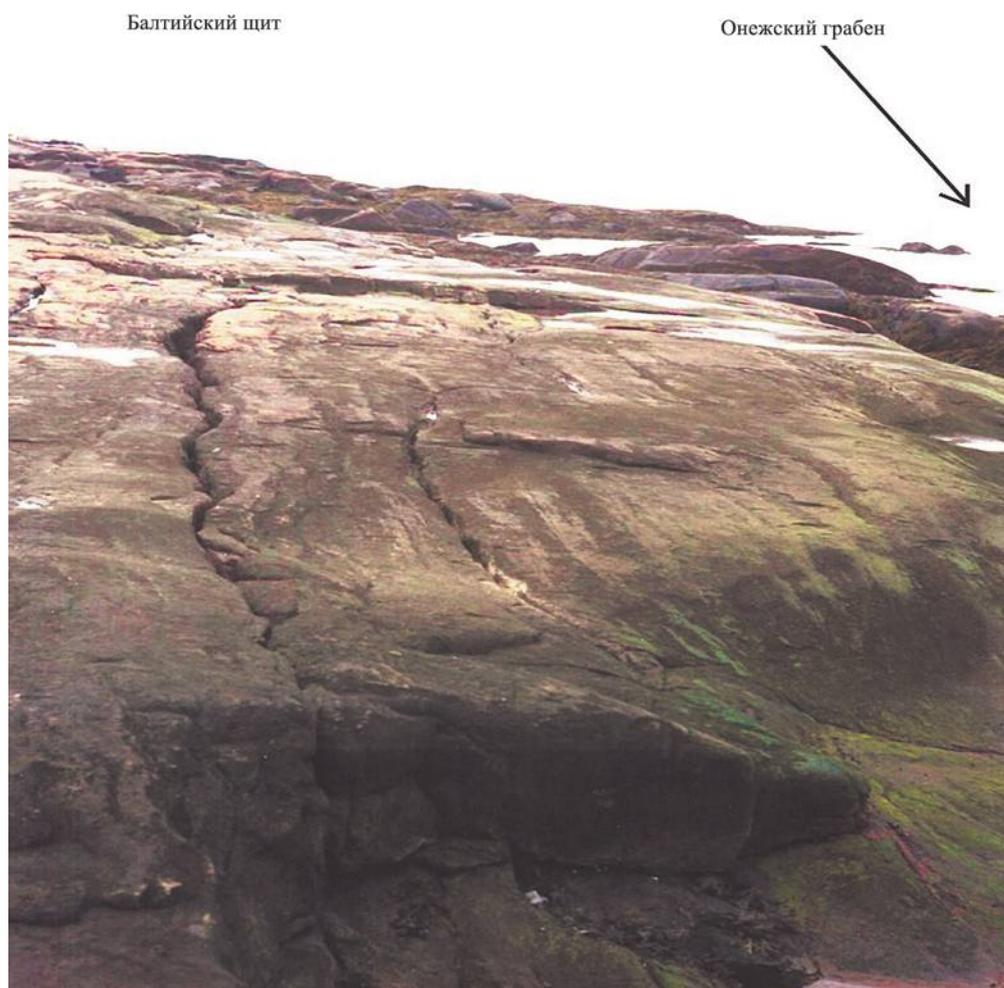


Рис. 4.5. Современные трещины отрыва в кварцитовидных породах юго-западного борта Онежского грабена (о. Кий) (фото А. С. Балуева)

Такие ничем не залеченные трещины отрыва в прибортовой части грабена могли образоваться при сбросовых движениях, проявляющихся на современном этапе активизации древних рифтовых структур. Однако в данном случае процессы формирования современных грабенов в Белом море вряд ли стоит относить к зрелому континентальному рифтингу, так как они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всей толщи земной коры.

Следует отметить, что значительную роль в формировании бассейна Белого моря играли поперечные структуры северо-восточного направления, которые, в частности, сформировали морфоструктуру пролива Горло. Помимо того что позднекайнозойские сбросы определили границы современного грабена пролива Горло, материалы сейсмоакустического профилирования показали существование системы разрывных нарушений северо-восточного простирания в породах, подстилающих четвертичные отложения в центральной части грабена. В рельефе дна каждому из этих разрывов соответствует отрицательная форма в виде ложбины или рва, что свидетельствует о «живом» характере этих дислокаций (рис. 4.6). О современной активности этой северо-восточной зоны дислокаций свидетельствуют два землетрясения, одно из которых зафиксировано в 2006 г. в Горле Белого моря на пересечении с Чапомским грабеном, а другое – в районе Соловецкого архипелага (см. рис. 3.5). С точки зрения унаследованности грабен пролива Горло заложен над ступенчатой структурой фундамента, погружающегося от Балтийского щита под чехол Мезенской синеклизы.

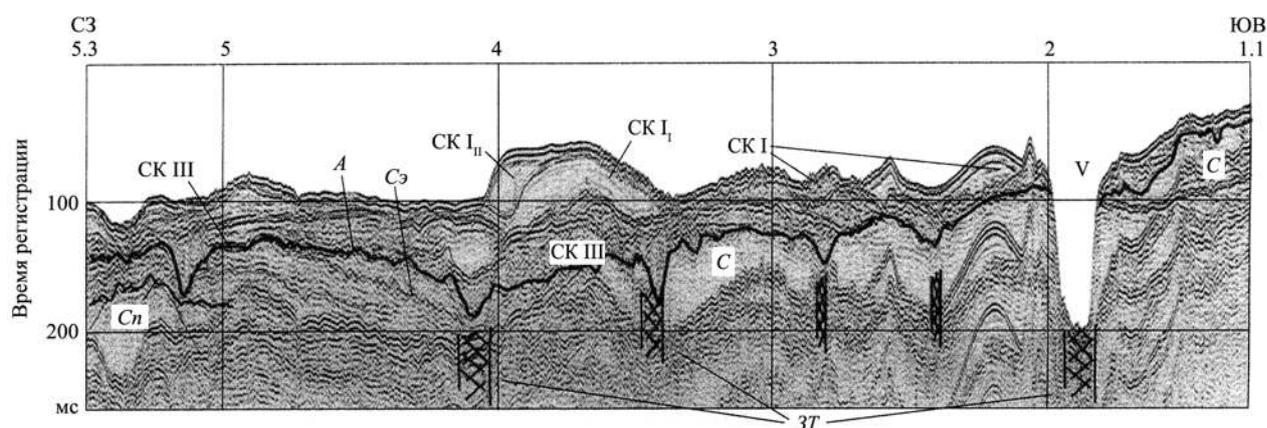


Рис. 4.6. Фрагмент временного разреза по профилю НСП 200305_01 через пролив Горло Белого моря (по: [Шлыкова, Тарасов, 2006]):

А – подошва четвертичных отложений; *Сп* – подошва вендских отложений; *Сэ* – эрозионная поверхность в вендских отложениях; *С* – вендский СК, *V* – современный врез; *ЗТ* – зоны трещиноватости, маркирующие разломную зону. Положение профиля см. рис. 4.4

Следует отметить характерную особенность формы западного борта современного грабена пролива Горло, который представляет собой ступенчатый дугообразный сброс, выгнутый во внутреннюю часть грабена. Обычно дугообразные сбросы выгнуты во внешнюю сторону грабена. Наблюдаемый феномен можно объяснить только тем, что современные восходящие движения массива Кольского полуострова, восточный край которого представляет собой западный борт грабена пролива Горло, доминируют над нисходящими в самом проливе Горло. В данном случае массив Кольского полуострова как бы надвигается в сторону свободного пространства, создаваемого погружающимся грабеном, формируя выпуклый край.

Можно предполагать, что глубокий эрозионный врез, выделенный по данным НСП и МОВ ОГТ вдоль крутого юго-западного склона Кандалакшского грабена, возник в четвертичный период и обусловлен экзарационной деятельностью, а также процессами, связанными с таянием ледников (рис. 4.7). О резком различии плотности образований, выполняющих эрозионный врез, и подстилающей их рифейской толщи свидетельствуют яркие отражения, полученные по данным МОВ от этой границы. Эрозионная ложбина, возможно, выполнена продуктами таяния ледников, моренными и, вероятно, декливиальными образованиями (mdI–III?), сползшими с крутого борта Кандалакшского грабена в результате неотектонических событий.

Прослеживается несколько генераций оползневых тел, формирование которых происходило в результате сейсмических процессов. Мощность сейсмодислокаций иногда превышает 100 м. Многофазность ледниковых подвижек в районе Белого моря проявляется в сложном, слоистом строении маргинальных моренных гряд, прослеживаемых вдоль бортовых частей Кандалакшского грабена [Рыбалко и др., 2009].

Значительную роль в современном структурообразовании Беломорья играют сдвиговые деформации, проявляющиеся вдоль рифтогенных структур, что характерно практически для всех рифтовых зон. Существуют структурные данные [Чувардинский, 2000] о том, что на неотектоническом этапе развития в грабене Кандалакшского залива имеет место направленное с СЗ на ЮВ сдвиговое смещение в полосе шириной 15 км и протяженностью более 70 км. Признаки новейшей тектонической активности отмечены в низовьях рек и ручьев Сальница, Ермакова, Кашкаранский (рис. 4.8). Сдвиговое смещение в юго-восточном направлении осложняется движениями по надвигам, сбросо-сдвигам и сбросам других направлений, но разломами, контролирующими развитие дислокационного процесса, являются сдвиги осевой части впадины Кандалакшского залива.

В пределах Колвицкого грабена на Карельском побережье Белого моря, изрезанность которого определяют разрывные дислокации ЗСЗ и субширотного простирания, и на некоторых островах обнаружены сейсмодислокации в виде так называемых сеймотектонических рвов. Один из них

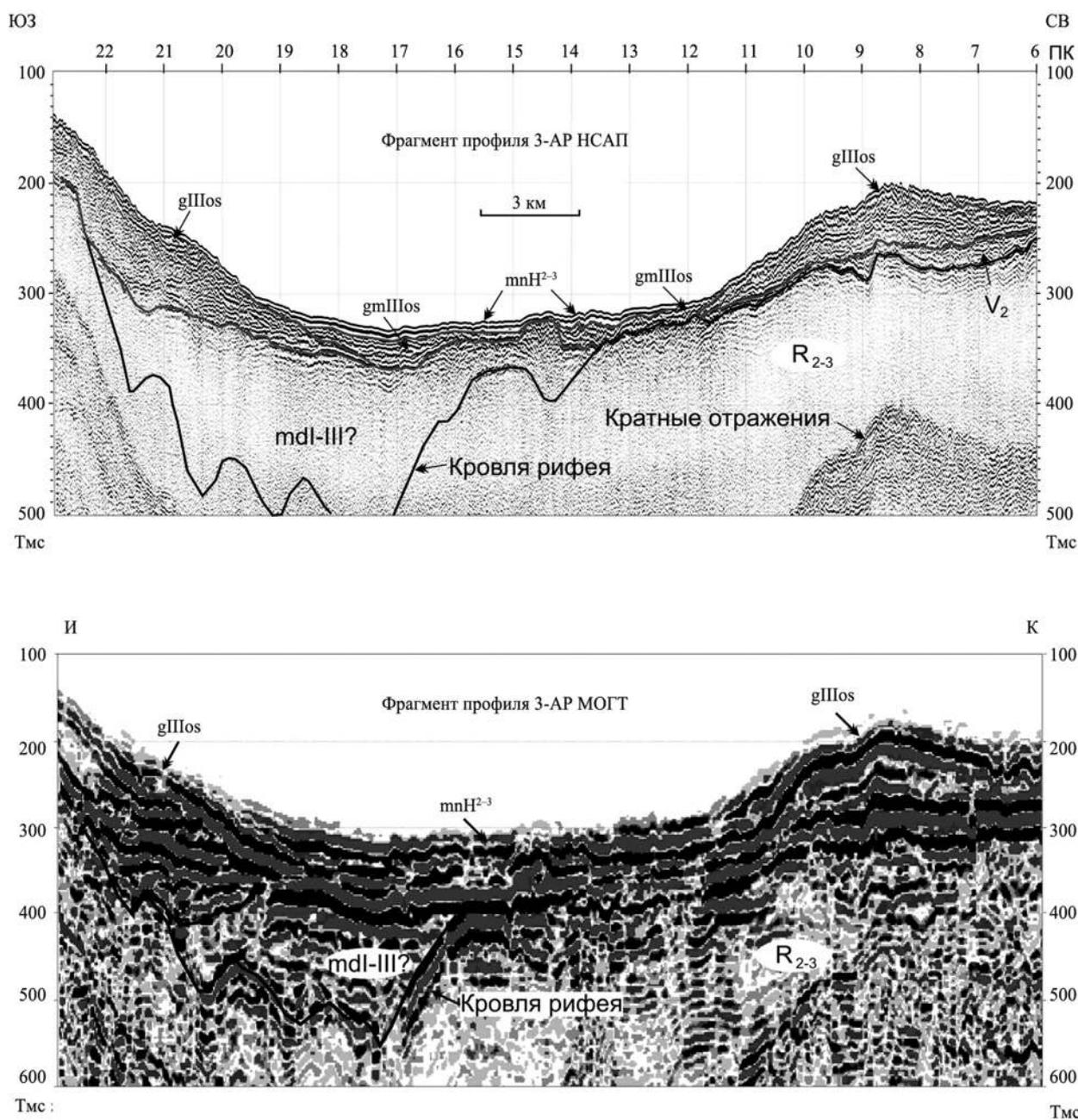


Рис. 4.7. Фрагменты сейсмогеологических разрезов НСАП и МОВ ОГТ по профилю 3-АР (по: [Балуев и др., 2012])

описан на полуострове Киндо [Зарецкая и др., 2020] на полигоне Беломорской биостанции МГУ. По характерным морфологическим, структурным и динамическим признакам древних землетрясений было установлено сейсмическое происхождение системы изученных рвов. Установлено, что землетрясение, их породившее, произошло в позднеледниковье или раннем голоцене с образованием сейсморазрыва под водой. Впоследствии ров «раскрылся» в результате размыва и выноса тектонически раздробленных пород при гляциоизостатическом поднятии дна. Аналогичный сеймотектонический ров на одном из прибрежных островков показан на рис. 4.9.

С зоной глубинных разломов «линеамента Карпинского», разграничивающего Балтийский щит и Баренцевоморскую шельфовую плиту, совпадает Мурманская сейсмогенная зона. Об интенсивных землетрясениях здесь свидетельствуют многочисленные крутостенные рвы, трещины, выколы, сколы, камины, сейсмообвалы, часто встречающиеся в скальных уступах на всем Мурманском

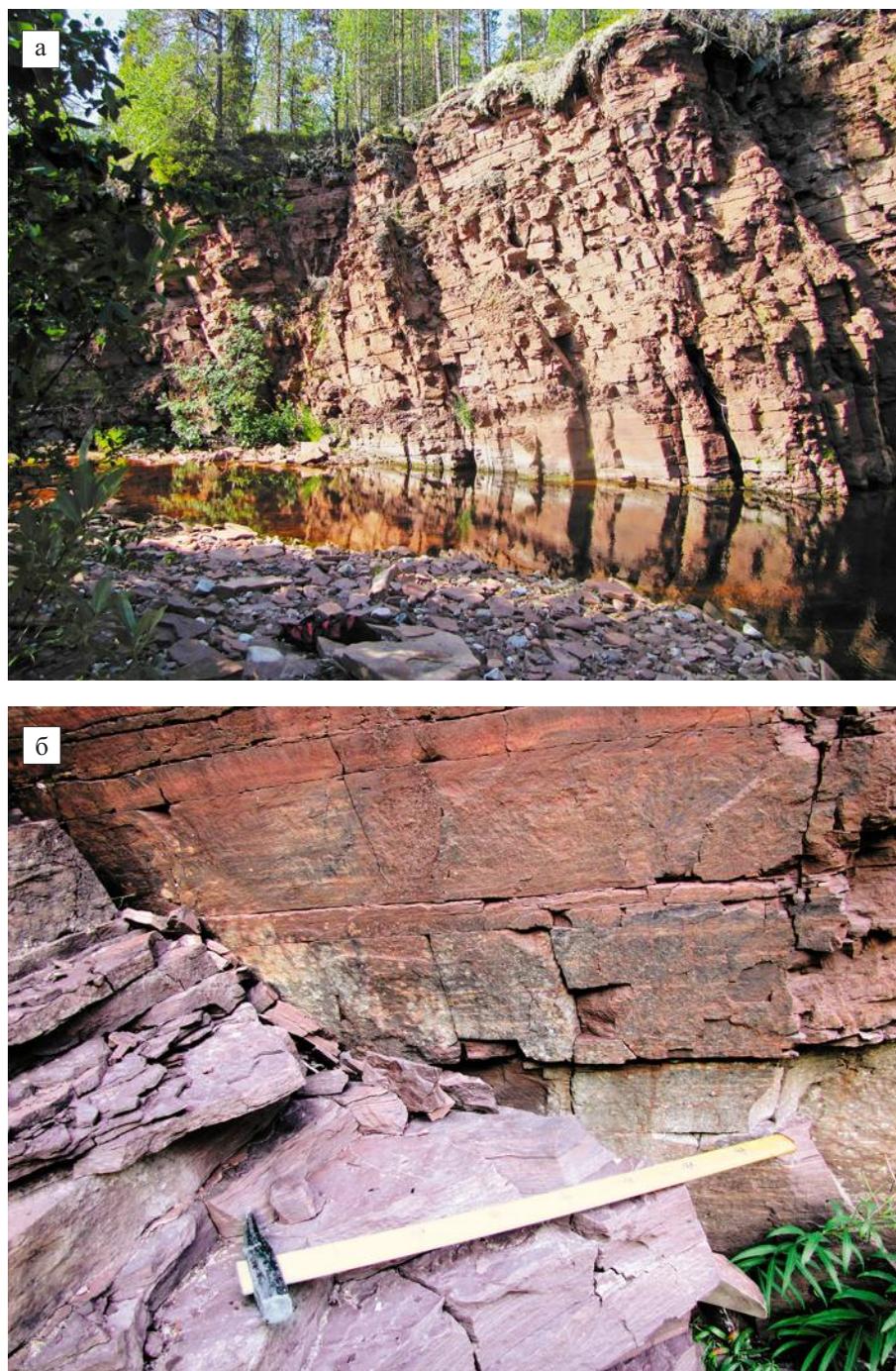


Рис. 4.8. обнажение красноцветной терригенной толщи терской свиты на р. Сальнице (фото А. С. Балуева):

а – обнажение представляет собой поверхность левостороннего сдвига; б – одно из «зеркал» скольжения этого сдвига

побережье. Облик современного рельефа Мурманского блока определяется тремя факторами – интенсивным расчленением тектоническими нарушениями, высокими скоростями воздымания суши и активной деятельностью моря, которое формировало на скальных склонах и между ними серии валунно-галечных береговых валов на высотах от 1 м (современный пляж) до 90–95 м [Романенко и др., 2008].

Высокие (около 200 м) береговые обрывы северо-западной части Кольского полуострова являются типичными берегами поднятия и находятся всего в 20–30 км от впадин с глубинами моря до 200–

280 м. Эти впадины погружаются со скоростью порядка 1.5–2.0 см/год, тогда как скорость поднятия прибрежных районов северо-западной части полуострова, по данным повторного нивелирования, достигает 0.5 см/год [Крапивнер, 2006]. Многочисленные следы современной тектонической активности, проявленные в период накопления слабо консолидированных осадков верхнего седиментационного комплекса, обнаружены в различных районах баренцевоморского шельфа. Они представлены

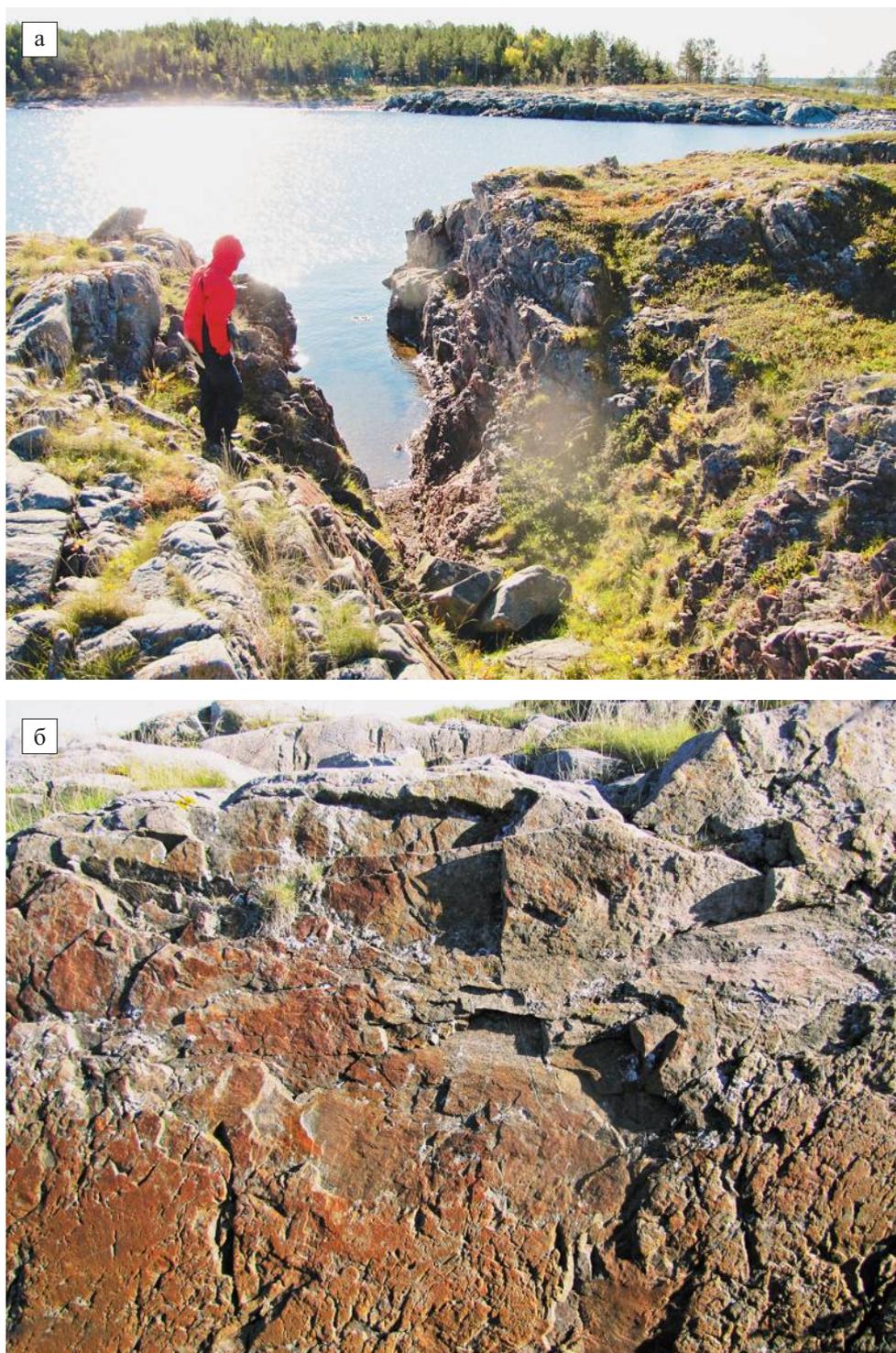


Рис. 4.9. Сеймотектонический ров на одном из островков у Карельского побережья Белого моря (а) и «зеркало» скольжения с бороздами правостороннего сброса-сдвига в стенке рва (б) (фото А. С. Балуева)

приповерхностными смещениями по разрывным нарушениям, деформациями продольного профиля погребенных под морскими илами речных долин, признаками грязевого вулканизма, палеосейсмичности и выражены в виде своеобразных форм донного мезо- и микрорельефа [Крапивнер, 2006].

Вероятно, выход на поверхность наиболее древних (архейских) пород Мурманского блока объясняется именно высокими скоростями и большой амплитудой разнонаправленного движения блоков по разлому Карпинского, что и вызывало достаточно интенсивную сейсмическую деятельность вдоль баренцевоморского побережья. Имеющиеся решения фокальных механизмов землетрясений [Ассиновская, 1986] свидетельствуют о проявлениях подвижек блоков земной коры взбросо-сдвигового характера по плоскостям разрывов северо-западного простирания, совпадающих с разломами, ограничивающими Кольский геоблок. Вдоль этих разломов нередко можно наблюдать сейсмодислокации (рис. 4.10).

В пределах этой зоны расположен Ивановский грабен, представляющий собой фиордообразный залив Баренцева моря – губу Ивановскую и долину нижнего течения р. Ивановки. Эта структура имеет крутые борта высотой от 50 до 150–170 м, сложенные архейскими гранитоидами, часто представляющие собой хорошо выраженные тектонические эскарпы, глубина фиорда местами превышает 40 м. Борта фиорда повсеместно несут следы отрыва и осложнены сбросами, иногда ступенчатыми, и не имеют признаков сдвиговых или надвиговых смещений. Долеритовые дайки палеозойского возраста, секущие фиорд с берега на берег, также нигде не смещены в горизонтальном плане. На вершинах тектонических ступеней правого более приподнятого борта наблюдаются высыпки терригенных пород рифей-вендского возраста, выполняющих дно грабена, что свидетельствует о довольно интенсивных современных вертикальных движениях блоков и денудации залежавших на них осадков. По мнению В. Г. Чувардинского [2000], на неотектоническом этапе грабен развивался в режиме горизонтального растяжения и представляет собой неотектонический раздвиг. Величина горизонтального растяжения в его пределах оценена им от первых сотен метров до 2 км.

Установлено, что тектоническая зона разлома Карпинского, которая на большей части Мурманского блока отделяет современный берег от моря, в районе западной части полуострова Святой Нос сочленяется с разломом, ограничивающим с юго-запада святоносский горст (рис. 4.11).



Рис. 4.10. Сейсмодислокация (срыв блока кристаллических пород) в районе пос. Териберка на баренцевоморском побережье Кольского полуострова (фото А. С. Балужева)

Этот разлом, имеющий простирание около 340° , в южном направлении прослеживается в материковой части Кольского полуострова и имеет признаки левостороннего сдвига, по которому полуостров Святой Нос в настоящее время испытывает перемещение в СЗ направлении, вдаваясь далеко в морскую акваторию, при этом активно воздымаясь. К юго-востоку он отчетливо дешифрируется по материалам дистанционного зондирования до коленообразного изгиба р. Поной, который также, видимо, отражает левостороннее смещение по этому разлому с амплитудой до 10 км (см. карту). Отражением этих перемещений являются землетрясения, эпицентр одного из них зафиксирован непосредственно у западного края (фактически в зоне разлома Карпинского) полуострова Святой Нос.

По мнению ряда исследователей [Милановский, 1994; Аветисов, 1996; Юдахин и др., 2003; Землетрясения..., 2007 и др.], особенность проявления современных геодинамических процессов и внутренней сейсмичности на территории северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы определяется влиянием на Балтийский щит Северо-Атлантической зоны спрединга и зоны сочленения континент – шельф – море, где возникают высокие тектонические напряжения, а также современные вертикальные тектонические движения щита, одной из составляющих которых является и гляциоизостатический эффект. При изучении сейсмичности Балтийского щита была установлена циклическая (волновая) миграция очагов ощутимых землетрясений [Юдахин, Французова, 2001]. Перемещение волн сейсмотектонических напряжений происходит в направлении СЗ-ЮВ, что совпадает с ориентировкой главных осей напряжений сжатия, и, судя по зарегистрированным землетрясениям, они достигают юго-восточного побережья Белого моря.

Несмотря на кажущуюся в настоящее время стабильность территории Беломорья, здесь наблюдаются современные и неотектонические процессы, сформировавшие ныне существующий морфоструктурный облик ландшафта. В первую очередь это касается конфигурации бассейна Белого моря и северной границы Балтийского щита с акваторией Баренцева моря.

1. Формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива Белого моря

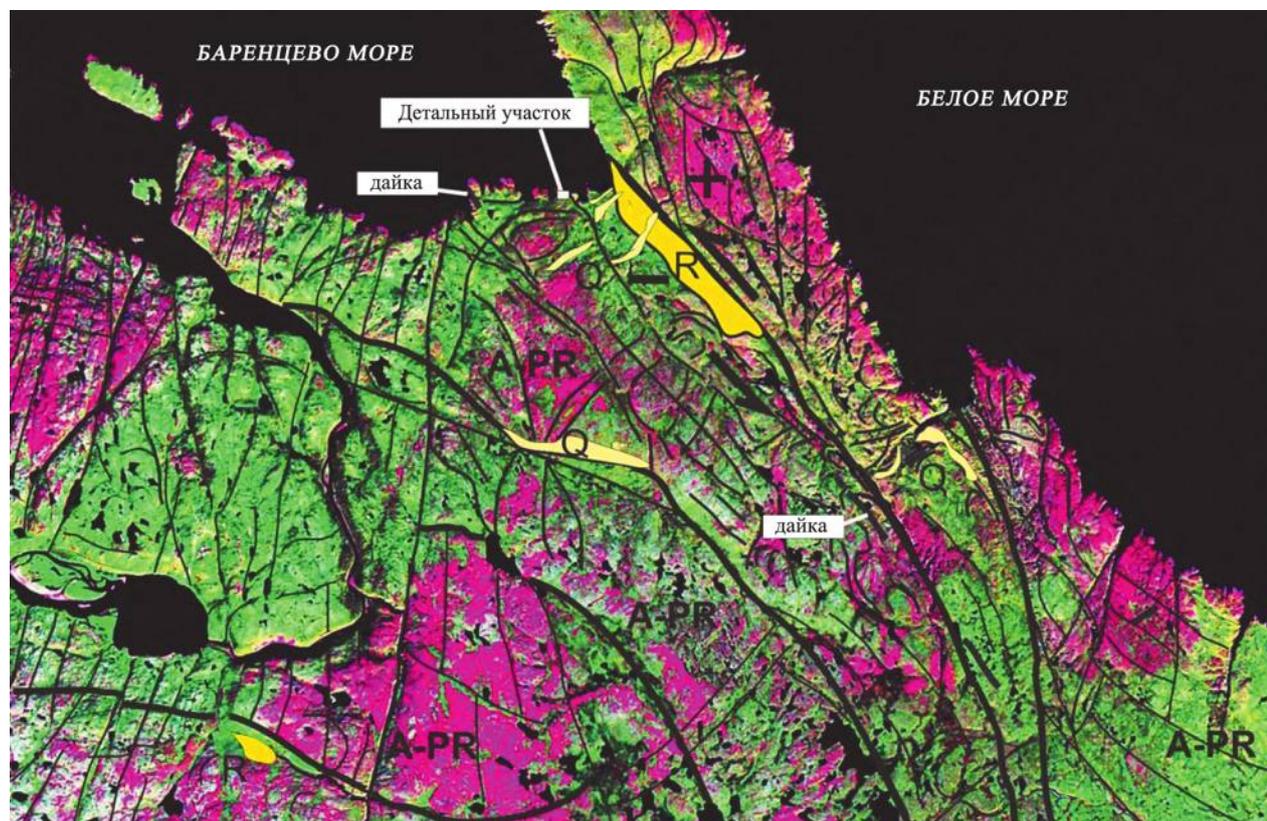


Рис. 4.11. Структурная схема участка «Святой Нос». Полевое дешифрирование космического снимка «Ландсат-15»

наследует и возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания в Онежско-Кандалакшском палеорифте в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. Два молодых (современных) грабена – Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий – разделены островной грядой архипелага Средние Луды, являющейся межвпадинной перемычкой, которая представляет собой зону аккомодации тектонических напряжений.

2. Значительную роль в современном структурообразовании играют здесь сдвиговые деформации, которые проявляются вдоль рифтогенных структур, что характерно практически для всех рифтовых зон. Однако в данном случае процессы формирования современных грабенов в Белом море не стоит относить к зрелому континентальному рифтингу, так как они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всей толщи земной коры.

3. В формировании бассейна Белого моря также значительную роль играли поперечные структуры северо-восточного направления, которые, в частности, сформировали морфоструктуру пролива Горло Белого моря. Помимо того что позднекайнозойские сбросы определили границы современного грабена пролива Горло, материалы сейсмоакустического профилирования показали существование системы разрывных нарушений северо-восточного простирания в породах, подстилающих четвертичные отложения в центральной части грабена.

4. Выход на поверхность наиболее древних (архейских) пород Мурманского блока объясняется высокими скоростями и большой вертикальной амплитудой разнонаправленного современного движения блоков по разлому Карпинского, что и отражается в довольно высокой сейсмической активности, фиксируемой вдоль баренцевоморского побережья Кольского полуострова.

4.2. ГЕОДИНАМИКА НОВЕЙШЕГО ВРЕМЕНИ

Геодинамика новейшего времени определяется тектоническими, гляциоизостатическими движениями и сеймотектоническими проявлениями. Движения земной коры на Фенноскандинавском кристаллическом щите развивались преимущественно в форме региональных (медленных восходящих) и локальных перемещений. Региональные движения в послеледниковое время осложнялись гляциоизостатическим поднятием и локальными перемещениями блоков по зонам разломов. В последнее время появились новые данные о быстрых наложенных сеймотектонических перемещениях, латеральных смещениях, а также о вертикальных дифференцированных блоковых движениях. В этом разделе внимание авторов сосредоточено на геодинамических процессах и явлениях, происходивших в районе Беломорского бассейна в поздне- и послеледниковое время.

4.2.1. Гляциоизостазия в районе Беломорской впадины

Роль гляциоизостатического фактора в неотектонических движениях ФЩ все еще остается дискуссионной, как и окончание времени релаксации после снятия ледниковой нагрузки [Артюшков, 1979; Кошечкин, 1979; Николаев, 1988; Mörner, 1991; Аветисов, 1996; Stewart et al., 2000; Евзеров, Николаева, 2003 и др.]. Существует точка зрения, что новейшие движения являются унаследованными, а Фенноскандия испытывает поднятие с эпох более ранних, чем период последнего оледенения [Николаев, 1988]. Вместе с тем многочисленные факты свидетельствуют и о влиянии гляциоизостатического фактора, только роль его и масштабы проявления существенно различаются в разных пространственно-временных условиях. Это можно видеть и на примере Беломорской котловины.

Согласно данным международной группы исследователей, территория северной Европы в четвертичный период неоднократно подвергалась оледенениям [Svendsen et al., 2004; Stroeven et al., 2016]. Географическое положение Беломорской котловины и прилегающих к ней территорий позволяет предполагать, что сама котловина также частично или полностью в разные периоды была покрыта ледниковыми покровами [Евзеров, 1996; Евзеров, Николаева, 2000; Demidov et al., 2006; Lunkka et al., 2012].

Результаты всестороннего изучения глубоководных морских, ледниково-морских и озерных отложений, а также ледяных кернов Гренландии показали, что последний ледник достиг максимального распространения около 18 000–20 000 лет назад, а его наступление и деградация протекали в условиях циклических климатических изменений разного ранга [Lehman, Keigwin, 1992; Svendsen et al., 2004].

Перед голоценом территория, окружающая котловину, и сама котловина были покрыты мощным покровом льда. Последним, предшествовавшим голоцену, было Скандинавское оледенение. Оно продвигалось в восточном направлении двумя потоками – Кольским и Беломорским. Первый из них покрывал большую часть Кольского полуострова, а второй выполнял Беломорскую котловину. Между этими потоками сформировалась аккумулятивная гряда Терских Кейв, высотные отметки которой возрастают в восточном направлении, что свидетельствует о большей активности Беломорского потока льда и его несколько большей мощности [Евзеров, Николаева, 2000; Hättestrand et al., 2007]. По результатам реконструкции [Евзеров, Самойлович, 1998], мощность льда в восточной части региона составляла около 400 м, а в западной превышала 2 км.

Беломорский поток (лопасть) в своем движении подразделялся на ряд соподчиненных ледниковых языков, следовавших в направлении Онежского, Двинского заливов и Горла Белого моря [Punkari, 1997; Lunkka et al., 2012]. В период позднеледниковья эти потоки сформировали разновозрастные

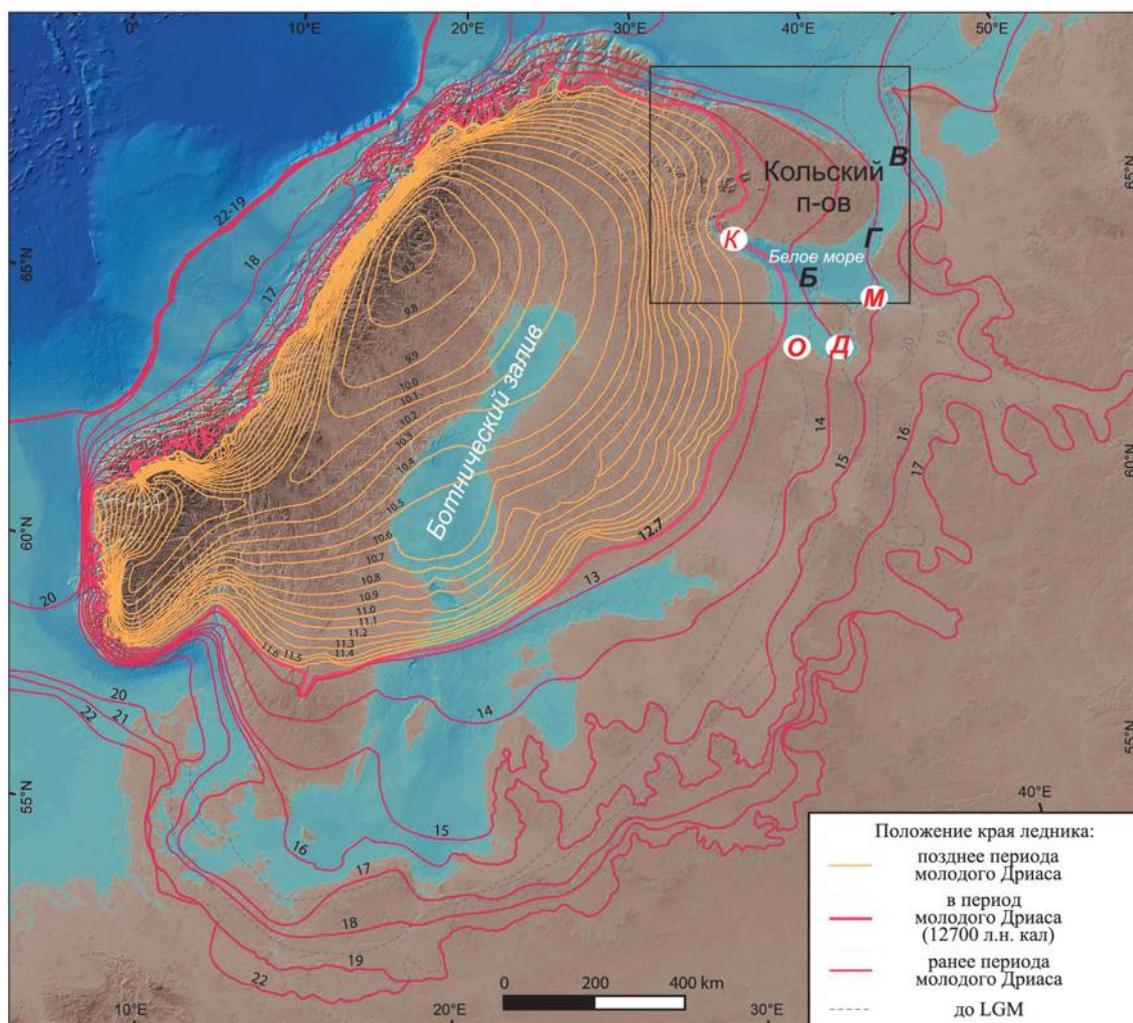


Рис. 4.12. Модель дегляциации и хронология отступления последнего ледникового покрова в Фенноскандии [Stroeven et al., 2016]:

цифрами показан калиброванный возраст (кал) в тысячах лет. Структуры Беломорской котловины: Б – Бассейн, В – Воронка, Г – Горло. Заливы (в кружках): К – Кандалакшский, О – Онежский, Д – Двинский, М – Мезенский

краевые образования. Общая хронология последовательности отступления последнего, Скандинавского оледенения показана на рис. 4.12.

Для Кольского региона пояса краевых образований, связанные с положением активного льда во время межстадиальных потеплений и стадиальных похолоданий, были опубликованы в работе В. Я. Евзерова и С. Б. Николаевой [2000]. Выделенные пояса краевых образований составляют парные краевые гряды (рис. 4.13). Внутренние гряды пояса представлены напорно-насыпными образованиями, а внешние – напорными. Фронтально-ареальная дегляциация с отделением обширных периферических массивов льда имела место вплоть до потепления в аллерёде (до 11 000–12 000 лет до настоящего времени). Шельф Баренцева моря и, вероятно, Воронка Белого моря в основном освободились ото льда в связи с потеплением около 14 500–15 500 л. н. Затем вследствие похолодания между ~14 700 и 13 400 л. н. лед вновь продвинулся на некоторое расстояние в пределы баренцевоморского шельфа. В связи с потеплениями в бёллинге и аллерёде вся восточная часть региона, включая Беломорскую котловину, освободилась от ледника. Последующее наступление ледника в позднем дриасе на Кольском полуострове составило менее 20–25 км, а в Кандалакшском заливе немного превысило 70 км.

В начале голоцена тело ледника было расчленено протяженными морскими заливами; на смену преимущественно ареальной дегляциации пришла дегляциация рассекающая, продлившаяся около

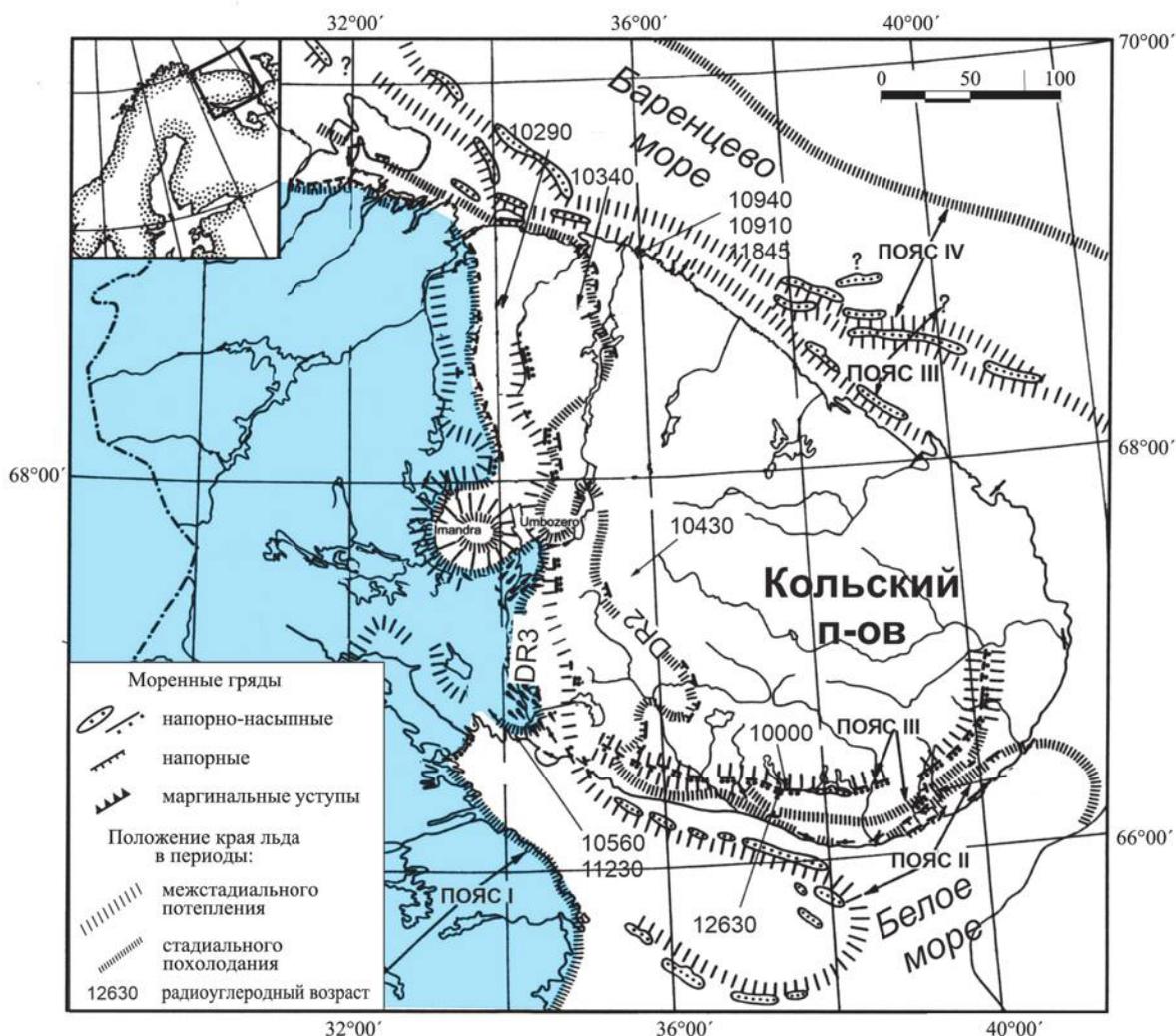


Рис. 4.13. Схема распространения ледниковых образований и положение края активного льда в Кольском регионе в периоды среднего (DR2) и позднего (DR3) дриаса, соответственно [Евзеров, Николаева, 2000]. Залитой площадью показано распространение покровного ледника в позднем дриасе

тысячи лет [Евзеров, 2012]. Окончательное освобождение Беломорской котловины ото льда относят к достаточно широкому временному интервалу от 17 000 до 11 500 кал. л. н. [Demidov et al., 2006; Евзеров, 2012; Lunkka et al., 2012]. Наиболее определенным представляется аллерёдский возраст насыпных гряд (~11 800 кал. л. н.) вблизи вершины Кандалакшского залива, поскольку в конце аллерёда Беломорская котловина уже была почти полностью свободна ото льда.

Согласно гляциоизостатической концепции, после таяния ледника должно проявляться компенсационное воздымание земной поверхности в связи со снятием ледниковой нагрузки. Для российской части ФШ характер поднятия был восстановлен В. Рамсеем [Ramsay, 1898] (рис. 4.14, а). Опираясь на уровни флювиогляциальных дельт, финский исследователь составил первую схему изобаз, показывающую, что за последние 10 000–12 000 лет амплитуда поднятия западной части Кольского региона составила около 150 м. Все последующие схемы были основаны на изучении древних береговых образований и носили принципиально разный характер. Исследователи отмечали как равномерный сводовый характер поднятия [Лаврова, 1960], так и осложненный флексурами [Никонов, 1977], или связывали поднятие не только с гляциоизостазией, но и с локальными тектоническими подвижками по зонам активизированных разломов [Кошечкин, 1979].

Более детальные исследования были выполнены в конце XX в., когда началось планомерное изучение строения отложений озерных котловин, которые изолировались от моря вследствие гляциоизостатического поднятия. Современный фундаментальный материал для реконструкции поднятия северо-востока ФШ был получен совместными усилиями российских, норвежских и американских ученых [Snyder et al., 1997; Comer et al., 2001; Колька и др., 2005; Евзеров и др., 2010]. В основе изучения лежит хорошо разработанный к настоящему времени метод изолированных бассейнов [Donner et al., 1977]. Изучаются осадки озер прибрежно-морской зоны, расположенных в полосе между верхней морской границей и современным уровнем моря. Диагностируются озерные и морские осадки, и радиоуглеродным методом датируются отложения переходных зон между ними. В итоге строятся графики перемещения береговой линии моря, а затем проводятся изобазы поднятия.

В настоящее время эти исследования активно проводятся на побережьях Белого моря – как наиболее удачного полигона для такого рода исследований. Осадки более чем из 50 озерных котловин были изучены с целью реконструкции динамики береговой линии Белого моря в голоцене в разных участках побережья [Колька и др., 2005, 2012, 2013а, б, 2014, 2015; Евзеров и др., 2010; Романенко,

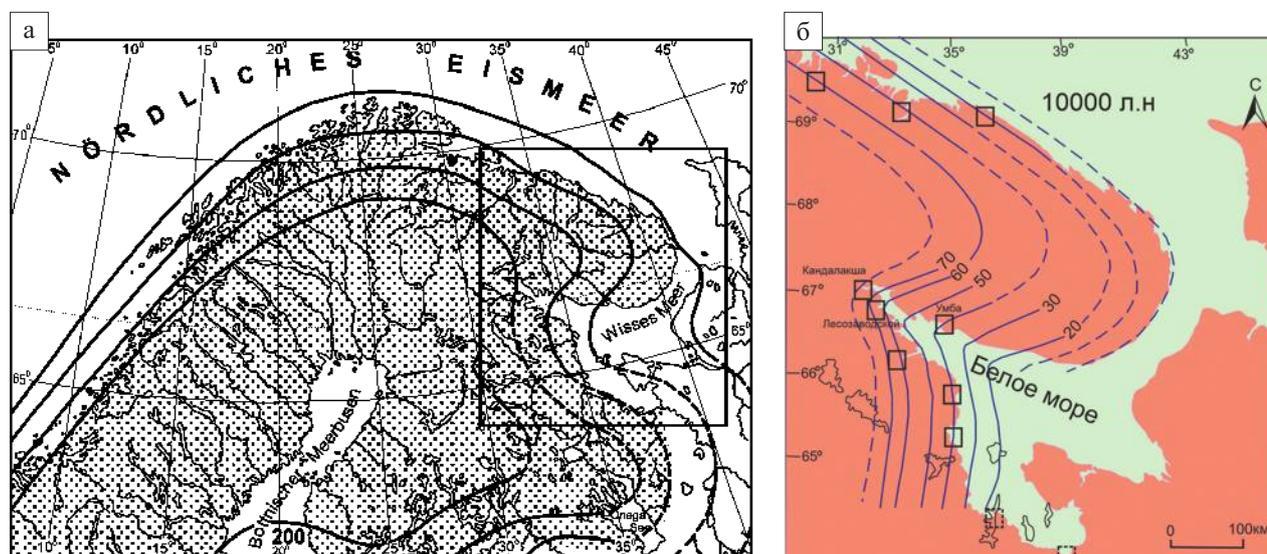


Рис. 4.14. Гляциоизостатическое поднятие Фенноскандии:

а – фрагмент схемы изобаз поднятия Фенноскандии (по: [Ramsay, 1898]); б – схема изобаз раннеголоценового поднятия земной коры в Кольском регионе (по: [Система Белого моря, 2017; Толстобров, Колька, 2019]). Прямоугольниками обозначены участки детальных работ по изучению осадков озерных котловин, изолировавшихся от моря в результате гляциоизостатического поднятия континента. Сплошной линией показаны достоверные изобазы, пунктирной – предполагаемые

Шилова, 2012; Субетто и др., 2012; Lunkka et al., 2012]. Реконструкция характера голоценового поднятия северо-востока БШ показана на рис. 4.14, б.

Обобщение полученных материалов выполнено В. В. Колькой и О. П. Корсаковой и приведено в работе [Система Белого моря, 2017]. Начиная с периода позднего дриаса гляциоизостатическое поднятие по своей интенсивности опережает эвстатическое поднятие моря. Это особенно заметно в районах, которые располагаются ближе к центру растекания Скандинавского ледникового щита (вершине Ботнического залива). Это поднятие носило трансгрессивно-регрессивный характер, а скорость поднятия территории в период 10 000–8000 л. н. составляла 3.5–10.5 см/год.

При общем поднятии в этот период времени обращает на себя внимание изгиб изобаз, который отчетливо виден в районе Кандалакшского залива (рис. 4.14, б). Если на Кольском берегу Белого моря изобазы секут линию побережья залива и Бассейна Белого моря, то на Карельском берегу Белого моря воздымание территории происходило субпараллельно побережью. Этот изгиб невозможно объяснить с позиций гляциоизостазии, поскольку мощность Беломорской лопасти ледника, активно воздействовавшего на Кольскую лопасть, как мы уже упоминали, была выше. Другими словами, вместо ожидаемого максимального воздымания проявилось, напротив, интенсивное погружение и формирование отрицательной морфоструктуры, которую огибают изобазы новейшего поднятия [Евзеров и др., 2014, 2016; Николаева, Евзеров, 2018]. То есть характер поднятия побережья Кандалакшского залива полностью подтвердил первоначальные наблюдения В. Рамсея о нарушении в этом районе ключевого положения гляциоизостатической модели: «чем толще ледник, тем выше воздымается территория после его стаивания».

Формирование этой гляциоизостатической аномалии обусловлено тектоническими факторами, поскольку в тектоническое погружение при образовании Колвицкого и углублении Кандалакшского грабена были вовлечены и окружающие кристаллические породы. Среди них немаловажную роль играли структуры, связанные не с вертикальными, а с горизонтальными перемещениями, что подтверждается структурными данными и решениями механизмов очагов землетрясений в районе Кандалакшского залива [Землетрясения и микросейсмичность..., 2007; Зыков и др., 2008].

В среднем голоцене (8000–5000 радиоуглеродных л. н. или 7000 кал. л. н.) скорости гляциоизостатического и эвстатического поднятия в западных районах баренцевоморского побережья примерно уравниваются. В восточных районах побережья эвстатическое поднятие опережает поднятие континента. Это время совпадает с малоамплитудной трансгрессией Тапес или длительной стабилизацией береговой линии моря в первой половине среднего голоцена. Эта картина наблюдается и на беломорском побережье. Графики относительного перемещения береговой линии в западной части побережья свидетельствуют о замедлении скорости воздымания территории в интервале ~8000–7000 радиоуглеродных л. н. в районе Кандалакши (рис. 4.15). Вместе с тем в восточной части беломорского побережья обнаружена серия трансгрессивных береговых валов, свидетельствующая об опережающем поднятии уровня моря. Во второй половине голоцена происходила регрессия береговой линии моря со скоростью 1.0–2.1 см/год [Евзеров и др., 2010].

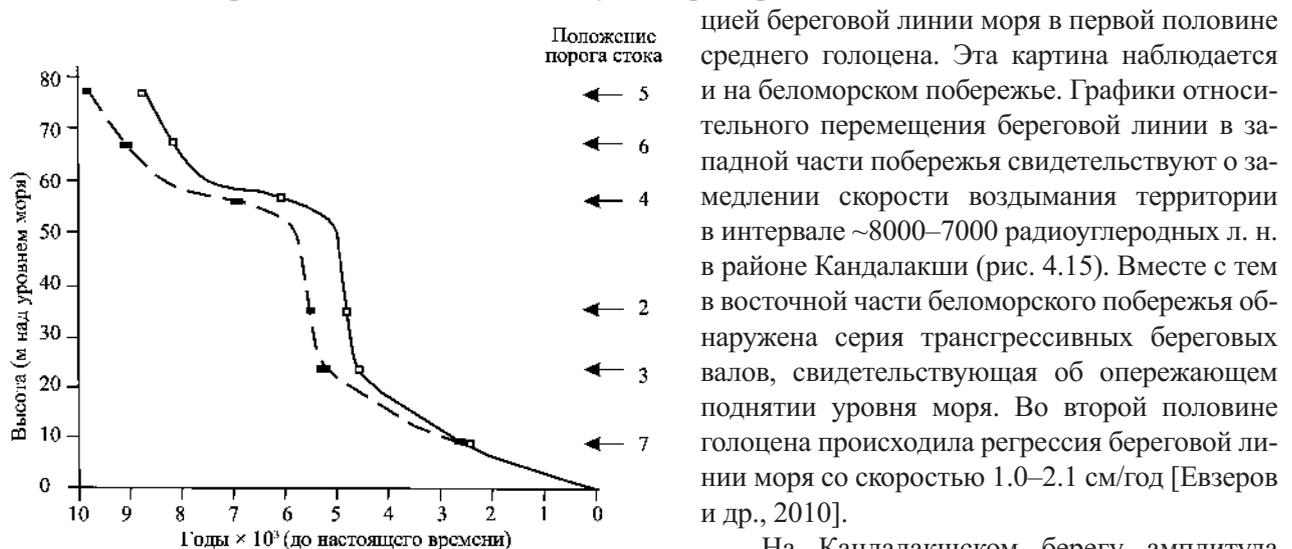


Рис. 4.15. График относительного перемещения береговой линии моря в вершине Кандалакшского залива, район г. Кандалакши [Система Белого моря, 2017]. Сплошная линия – график для радиоуглеродного возраста, пунктирная – для калиброванного возраста

и на беломорском побережье. Графики относительного перемещения береговой линии в западной части побережья свидетельствуют о замедлении скорости воздымания территории в интервале ~8000–7000 радиоуглеродных л. н. в районе Кандалакши (рис. 4.15). Вместе с тем в восточной части беломорского побережья обнаружена серия трансгрессивных береговых валов, свидетельствующая об опережающем поднятии уровня моря. Во второй половине голоцена происходила регрессия береговой линии моря со скоростью 1.0–2.1 см/год [Евзеров и др., 2010].

На Кандалакшском берегу амплитуда поднятия в западных его частях была больше, чем в восточных, на протяжении всего голоцена. При этом западная часть Кольского полуострова поднималась интенсивнее восточной. Такая тенденция сохранялась на протя-

жении конца позднего плейстоцена – голоцена. Вместе с тем скорость поднятия повсеместно убывала во времени, но тем не менее поднятие продолжается и в наши дни. Полученные данные отражают активное воздымание западной части Беломорской котловины при относительном погружении его восточной части и в настоящее время со скоростью до +4 мм/год и 1–3 мм/год, соответственно [Kakkuri, 1991]. На Соловецких островах, а также в южной части бассейна на Карельском и Поморском берегах скорость поднятия не превышает 1.5 мм/год. Судя по схеме современного поднятия всей области распространения последнего, Скандинавского покровного оледенения [Kakkuri, 1991], характер поднятия Кольского региона мало изменился вплоть до настоящего времени (рис. 4.16).

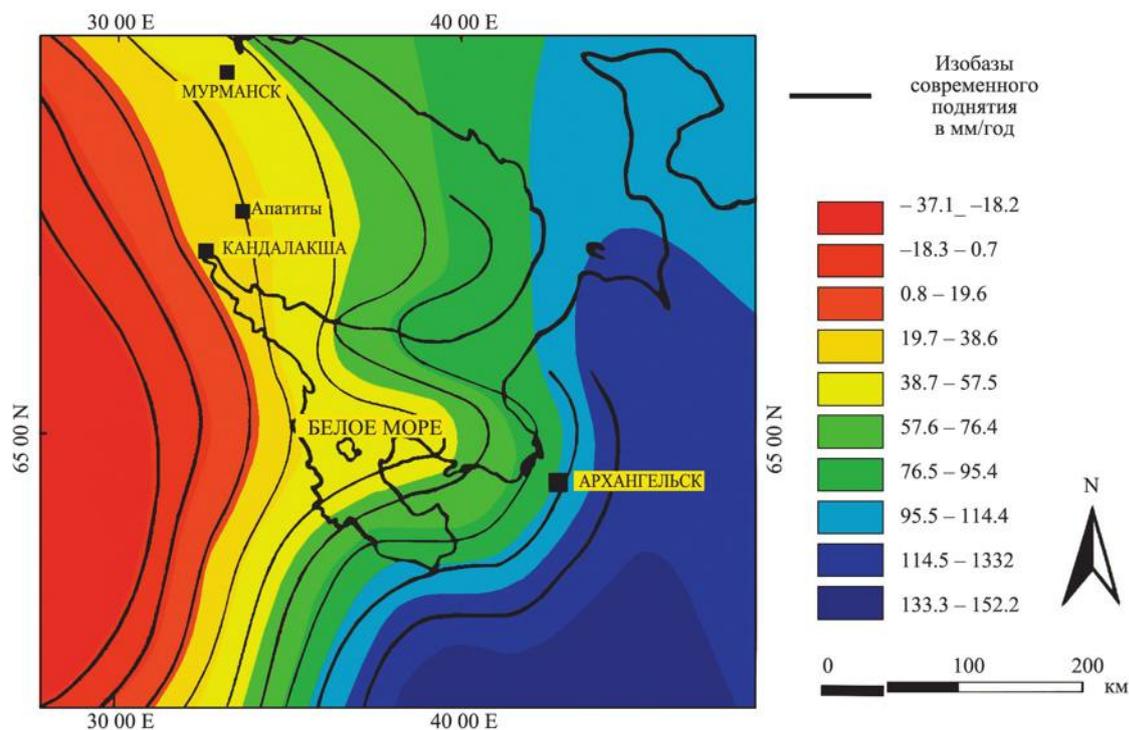


Рис. 4.16. Изобазы современного поднятия в районе Беломорской котловины в мм/год (по: [Kakkuri, 1991])

Судя по расположению изобаз и другим опубликованным материалам [Колька и др., 2005; Vestøl, 2006; Евзеров и др., 2010; Lunkka et al., 2012], перемещение береговой линии Белого моря было вызвано а) собственно тектоническими движениями, протекающими на фоне эвстатического изменения уровня моря и б) сводовым гляциоизостатическим поднятием восточной части ФШ. На Карельском берегу с атлантического периода и в позднем голоцене (начиная с 4000 радиоуглеродных л. н.) преобладает блоковое поднятие земной коры [Система Белого моря, 2017]. При этом в районе Кандалакшского залива отчетливо выражена тектоническая составляющая, не связанная с гляциоизостазией.

4.2.2. Новейшая морфоструктура и локальные дифференцированные блоковые перемещения

В геолого-структурном отношении Беломорская котловина, включающая в себя Бассейн с Кандалакшским, Онежским и Двинским заливами, Воронку и Горло, входит в состав Беломорского геоблока (составного домена или террейна), сложенного архей-палеопротерозойскими комплексами пород [Балаганский и др., 2016]. Кристаллические породы, окружающие котловину, разбиты разломами и разрывами разного ранга на сложную систему блоков. Частая раздробленность щита

системами взаимно перпендикулярных разломов отражена практически на всех картах новейшей тектоники [Лукашов, 1976; Земная кора..., 1977; Карта новейшей тектоники..., 1979; Николаев, 1988; Трифонов, 1999]. Блокоразделы к настоящему времени хорошо устанавливаются геологическими, геоморфологическими и геофизическими методами [Журавлев, Шипилов, 2008; Рыбалко, Корнеев, 2014; Баранская, Романенко, 2015; Колька и др., 2018; Старовойтов др., 2018]. В пределах крупных блоков выявляется новейшее развитие, унаследованное от структурных форм, заложенных в позднем протерозое и рифее. Тектонически предопределенными оказываются как весь Кольский блок (массив), так и ограниченная разломами Беломорская котловина.

Неотектоническая активизация Карело-Кольского региона началась в олигоцене [Стрелков, 1973; Лукашов, 1976]. С этого времени в процессе дифференцированных движений по обновленным и вновь заложенным разломам происходило и оформление морфоструктурного плана Беломорья.

Морфоструктура. В настоящее время практически не оспаривается вопрос о формировании морфоструктуры центральной части Беломорского бассейна в послеледниковое время в связи с активизацией рифейской системы грабенов, возникших на пассивной окраине палеократона Балтика в интервале 1263–1080 млн л. н. [Балуев и др., 2012]. В этот период на раннедокембрийском гранито-гнейсовом цоколе сформировался стратиферный слой мощностью от 3 до 8 км, что обусловило возникновение резкой петрофизической и геомеханической неоднородности в теле континентального геоблока, с которой в последующей истории морфоструктур связана различная реакция котловины и ее кристаллического обрамления на воздействие внешних физических полей. Значительно позднее произошла реактивация разломов рифейских грабенов. Один из последних ее этапов имел место в четвертичное время. Окончательное формирование морфоструктуры определялось взаимодействием двух факторов – эндогенных тектонических напряжений в цоколе и экзогенных статических и динамических нагрузок, создаваемых Скандинавским ледниковым покровом.

Новейшая морфоструктура Беломорского бассейна формируется в условиях: 1) тектонического перекоса с СЗ на ЮВ, в связи с продолжающимся региональным поднятием Кольского региона и стабильным или нисходящим развитием Архангельского побережья; 2) локальных опусканий акватории Белого моря с максимальным прогибанием в зоне рифейского Кандалакшско-Онежского рифта и унаследованного в новейшее время Кандалакшского грабена; 3) «клавишных» мелкоблоковых смещений.

Крупнейшей из морфоструктур, расположенной по основной северо-западной оси, является Кандалакшский грабен, наследующий зону палеопротерозойского подвижного Беломорско-Лапландского пояса и рифейской палеорифтовой системы [Балуев и др., 2012]. Система активизированных в постледниковое время разломов включает параллельные ветви вдоль северного и южного бортов грабена. Главная из этих ветвей – южная. Она протягивается от вершинной части залива на западе до устья Северной Двины на противоположном восточном берегу Белого моря. Зона этого разлома определяет асимметричный поперечный профиль Кандалакшского грабена с глубоко погруженной юго-западной частью. Южный сброс грабена унаследованно проявляется в рельефе подошвы рифейских отложений, в подошве четвертичных отложений, резко снижающейся на несколько сотен метров, и в рельефе дна, достигающего максимальных для всего Беломорского бассейна глубин около 300 м [Балуев и др., 2012]. В центральной части Беломорского бассейна разлом отделяет мелководную ступень Онежской губы от глубоководной котловины Кандалакшского залива к северу с уступом в рельефе, достигающим 100–150 м.

Анализ детальной батиметрии дна Белого моря, представленной в виде цифровой модели с сечением изобат [Никифоров и др., 2012], обнаруживает разветвленную систему разномасштабных линейных замкнутых и частично открытых понижений. Эти понижения в той или иной степени развиты на площади всей акватории Белого моря, включая Онежский, Двинский заливы, Горло Белого моря (рис. 4.17, а). Несмотря на признаки в некоторых частях бассейна экзогенных агентов, воздействовавших на формирование рельефа, главнейшими из которых являются позднеплейстоценовое оледенение, постледниковые колебания бассейна с соответствующим комплексом береговых процессов, придонные течения и др., их роль представляется второстепенной. Это связано с тем, что отсутствуют денудационные или аккумулятивные формы, сопоставимые по системным проявлениям, мощности отложений, глубине вреза с грабенообразными впадинами и уступами, относительная глубина или

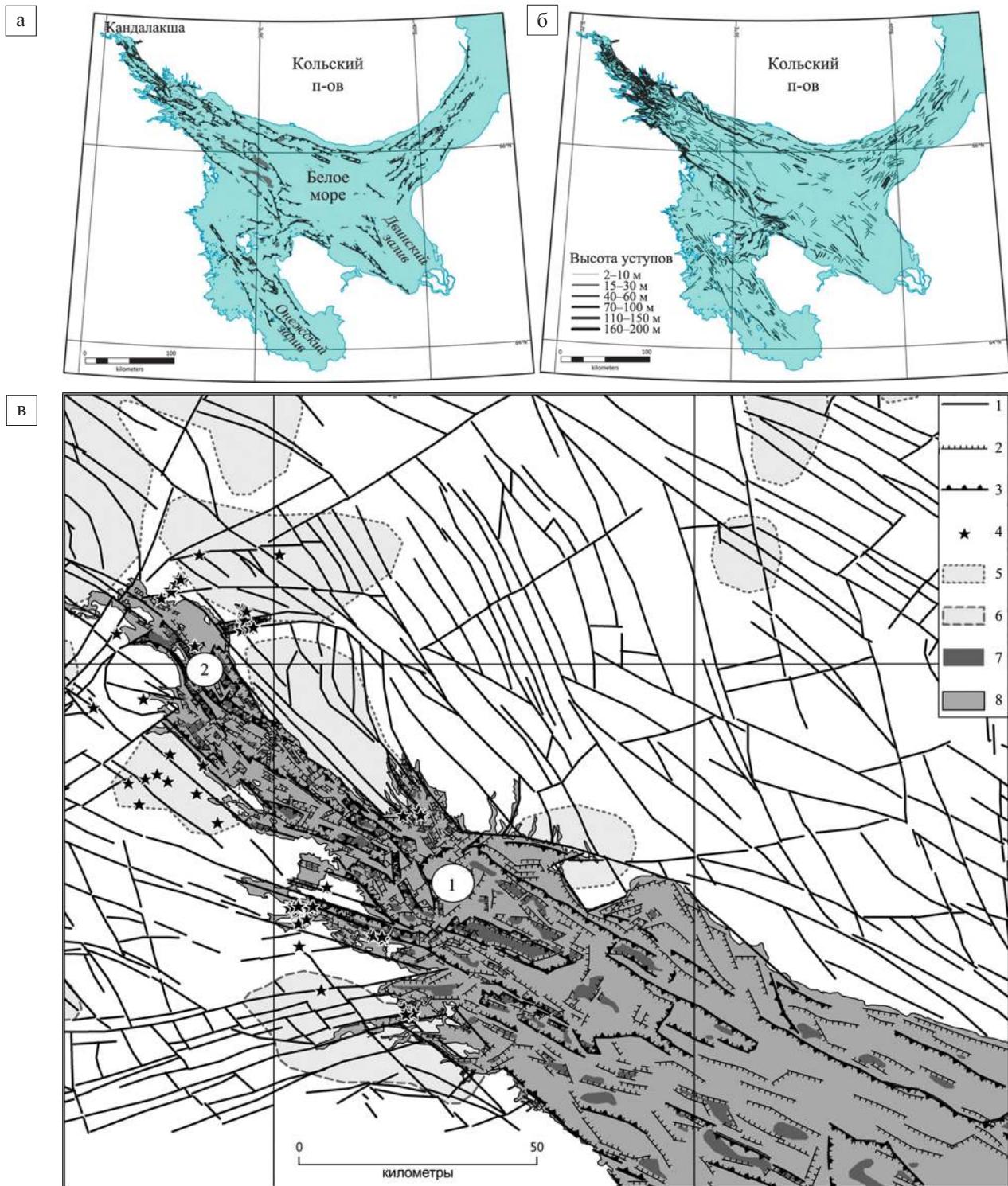


Рис. 4.17. Блоковая морфоструктура дна Белого моря и окружающей суши:

а – система грабенов Белого моря; б – амплитуды уступов на бортах грабенов; в – вершинная часть Кандалакшского залива; 1 – морфолинеаменты, выделенные на суше по ЦМР GTOPO30, AsterGDEM, ArcticDEM и космическим снимкам Landsat-ETM + [http://glcf.umd.edu]; уступы на дне Белого моря, выделенные по ЦМР, созданной на основе батиметрических карт [Никифоров и др., 2012]; 2 – второстепенные; 3 – главные. Палеосейсмодиформации: 4 – установленные в результате наземных исследований [Авенариус и др., 2005; Верзилин, Бобков, 2009; Мараханов, Романенко, 2014; Николаева, 2019]; установленные в результате дешифрирования дистанционных материалов (зоны массового развития в рельефе): 5 – по [Николаева, Евзеров, 2018]; 6 – по [Лукашов, 2004]; прочие обозначения: 7 – замкнутые котловины на дне Белого моря; 8 – акватория Белого моря. На рисунке в цифрами в кружках 1 и 2 обозначены Кандалакшский и Колвицкий грабены, соответственно

высота стенок которых колеблется от 2 до 200 м (рис. 4.17, б), и структурно организованные в эшелонированные, параллельно, ортогонально или диагонально сопрягающиеся системы.

Среди основных особенностей морфоструктуры дна Белого моря выделяются: а) перекрестное сочленение диагональных систем СЗ и СВ направлений, определяющих ориентировку основных бассейнов; б) развитая система уступов и грабенов Кандалакшского залива, где они образуют симметричную в плане структуру с асимметричной высотой бортовых уступов (до 100–150 м по южному борту и 40–60 м по северному) и системой осевых грабенов, частично вложенных друг в друга, раскрытых на северо-запад и с нарастанием погружений в том же направлении; в) максимальная раздробленность и высота стенок уступов, характерная для привершинной части Кандалакшского залива; г) крупнейшая система уступов, протягивающихся вдоль южного борта Кандалакшского залива до СВ побережья Онежского полуострова, которая прослеживается вплоть до кутовой части Двинского залива; д) ориентировка Онежского залива, которая определяет систему грабенов СЗ простирания, с амплитудами бортов до первых десятков метров. Они прослеживаются в виде узких трогов севернее и западнее Соловецкого архипелага и раскрываются до первых десятков километров к ЮЗ; е) Центральный бассейн – наименее затронутая дифференцированными смещениями часть Белого моря; ж) система грабенов в Горле Белого моря приближена к Кольскому полуострову, но отделена от него широкой тектонической ступенью, которая объединяется со ступенью вдоль северного борта Кандалакшского залива.

Максимальные градиенты глубин и тектоническая раздробленность дна отмечается в западной части Кандалакшского залива (рис. 4.17, в), где кроме главных продольных бортовых разломов развито большое количество оперяющих разрывов. Их активность в постледниковое время подтверждается сбросами надморенной (голоценовой) толщи морских отложений с амплитудой подвижек до первых десятков метров [Рыбалко и др., 2011; Рыбалко, Корнеев, 2014; Старовойтов и др., 2018]. В этом же сегменте залива распространены наибольшие глубины Белого моря. Тектоническое происхождение узких «трогов» подчеркивается здесь геометрической формой и пространственным рисунком (прямые борта, четкие угловые соотношения, единообразие глубин в дистальной и проксимальной частях, кулисообразные сопряжения и др.). Судя по рисунку систем грабенов и по форме их индивидуальных проявлений, в образовании сегментов морфоструктуры принимали участие не только вертикальные, но и латеральные сдвиговые смещения по поперечным и диагональным к простиранию Кандалакшского грабена направлениям. Приуроченность к этим направлениям палеосейсмодеформаций (рис. 4.17, в) подтверждает сейсмическую активность в позднем плейстоцене и голоцене как их, так и продольных сбросовых уступов.

Тектоническая природа грабенообразных понижений дна Белого моря и обрамляющих их уступов подтверждается и четким пространственным сопряжением их со структурами прибрежной суши (рис. 4.17, в). В вершинной части Кандалакшского залива наблюдается суперпозиция трех основных направлений разломов, определяющих морфоструктуру: 1 – северо-западного простирания, отвечающих осевой зоне Кандалакшского грабена и простиранию его основного южного борта; 2 – запад-северо-западного простирания – диагональных к оси Кандалакшского грабена; 3 – восток-северо-восточного простирания – поперечных оси грабена.

Следует отметить, что при главенствующей для всего бассейна роли северо-западных структур наиболее выразительные морфоструктурные черты дна Кандалакшского залива связаны с суперпозицией диагональных и поперечных разломов. Наиболее глубокая впадина Кандалакшского залива и всего Белого моря (343 м) по длинной оси отвечает диагональным структурам, а по короткой – поперечным. Осевой грабен по простиранию кулисно сопрягается с хорошо изученной структурой грабена пролива Великая Салма [Старовойтов и др., 2018] к северо-западу и западу, а к востоку на его простирании располагаются основные уступы северного борта Кандалакшского грабена. Замыкания грабена определяются поперечными разломами, по простиранию совпадающими со структурами Чупинской губы (и соответствующей грабенообразной структуры) на Карельском берегу и обрамления полуострова Турий на Терском берегу Белого моря. Все эти структуры сопровождаются палеосейсмическими проявлениями [Верзилин, Бобков, 2009; Мараханов, Романенко, 2014].

Дифференцированные блоковые движения. Конкретные материалы по дифференцированным вертикальным движениям блоков в период деградации поздневалдайского оледенения и послеледников-

вью (10000–12000 лет) приведены в работе А. Д. Арманда и Л. Я. Самсоновой [1969]. На Кольском побережье Кандалакшского залива локальные поднятия были установлены по деформациям морских уровней, которые составили несколько метров. Эти геоморфологические данные показывают, что наряду с общим повышением террас с ВЮВ на ЗСЗ в районе Колвицких и Кандалакшских тундр (северо-западный борт Колвицкого грабена), отмечается существенное отклонение от этого правила: район села Колвица, расположенный восточнее города Кандалакши, поднят на большую высоту, чем район города Кандалакши. Эти факты указывают на локальные вертикальные движения, которые накладываются на общее региональное поднятие. Зоны локальных деформаций во многих случаях характеризуются резко повышенными значениями градиентов поднятия. Если значения таковых для площадей регионального поднятия в раннем голоцене составляют 0.3–0.4 м/км, то в пределах зон, окружающих дифференцированно воздымающиеся блоки, эти значения достигают 3 м/км [Кошечкин, 1979]. Скорость поднятия Кандалакшских и Колвицких тундр в позднем плейстоцене – начале раннего голоцена предварительно оценивалась в 2–10 мм/год [Арманд, Самсонова, 1969; Кошечкин, 1979].

С недавнего времени стали применяться новые методы и подходы для определения количественных характеристик перемещения блоков в районе Беломорья [Баранская, Романенко, 2015; Колька и др., 2017, 2018]. Было высказано предположение, что на общую картину поднятия накладывается «клавишная тектоника», сопровождающаяся вертикальными движениями по разломам. На основании морфоструктурного анализа и обработки результатов датирования поднятых береговых линий рассмотрены скорости поднятия отдельных микроблоков земной коры на Карельском берегу Кандалакшского залива [Баранская, Романенко, 2015]. Показано, что голоценовые дифференцированные движения и разные скорости воздымания свойственны блокам с размерами как в первые километры, так и очень мелким блокам – в сотни метров.

Более определенные количественные характеристики вертикальных дифференцированных движений получены геологическими методами – по возрасту начала осадконакопления в донных осадках озер в прибрежье суши [Колька и др., 2017, 2018]. Методика этих исследований состояла из двух этапов. Первый этап включал выделение самих блоков с использованием материалов дистанционного зондирования среднего разрешения, цифровых моделей рельефа AsterGDEM и анализа геолого-геофизических карт разного масштаба, а второй этап включал выбор озерных котловин с одинаковыми высотными отметками порогов стока из них, расположенных на разных блоках. Далее из осадков каждого озера отбирался керн, выделялись интервалы литологической последовательности, отбирались пробы для диатомового анализа и радиоуглеродного датирования. По полученным результатам устанавливалось время смены морской седиментации на озерную. Дифференцированность движений определялась следующим образом: если в разных блоках время смены условий седиментации примерно одинаковое, то вертикальные движения по блокам отсутствуют, и в районе имеет место гляциоизостатическое куполообразное воздымание территории. Если же получены значительные различия во времени смены условий седиментации, то можно говорить о дифференцированных вертикальных движениях блоков.

Для конкретного примера можно привести исследования, проведенные на Карельском берегу Кандалакшского залива В. В. Колькой с соавт. [2017]. Согласно полученным данным, в озерной депрессии, расположенной в пределах Чупинского блока, смена морских условий седиментации на озерные произошла примерно на 1500 календарных лет назад (кал. л. н.) раньше, чем в Лоухском блоке (рис. 4.18). В озерах с высотными отметками 69 м над уровнем моря (н. у. м.) из Верхне-Пуломского блока и Чупинского блока такая разница составила примерно 2500 кал. л. н. В озерах с более низкими отметками (52.0, 40.0, 33.0 м н. у. м.) разница составляла уже ~500 лет. То есть скорости поднятия блоков в разные временные интервалы были разными, а вертикальные перемещения блоков были обусловлены не только гляциоизостатическим поднятием, но и тектоническим фактором.

Вопрос о природе таких «дробно-дифференцированных» смещений пока не решен, но в качестве гипотезы выдвигается существование неглубоко залегающего в земной коре слоя с сильно пониженной вязкостью, сформировавшегося в плиоцен-четвертичное время за счет мантийной флюидизации коры Фенноскандинавского щита [Артюшков и др., 2020]. Однако такое мнение основано на оценках предельной глубины землетрясений по инструментальным данным (15 км). Учет большей глубинности мощных палеоземлетрясений потребует, возможно, другого объяснения этому установленному

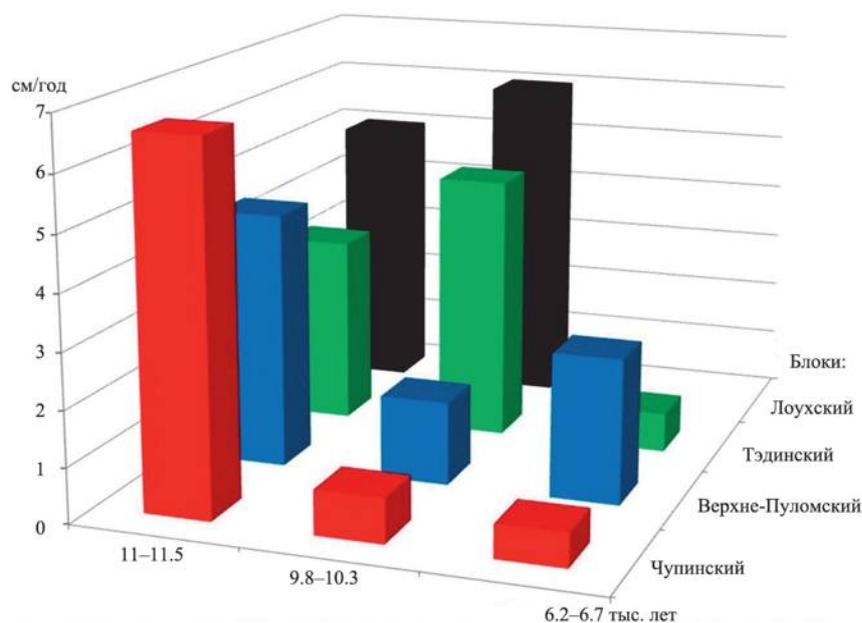


Рис. 4.18. Скорость поднятия блоков на Карельском побережье Кандалакшского залива в районе пос. Чупа в разные периоды голоцена [Колька и др., 2018]

феномену. В целом же проблема движений отдельных блоков как района Беломорской котловины, так и Кольского региона в целом нуждается в дальнейшей разработке.

Сдвиговые смещения. По мере развития исследований новейшей и современной геодинамики представления о характере движений в Беломорье усложняются. Все больше появляется новых данных о латеральных перемещениях, осложняющих Беломорскую котловину [Зыков и др., 2008; Балуев и др., 2012; Колодяжный и др., 2019]. Изучение структурных парагенезисов Беломорско-Северодвинской тектонической зоны привело исследователей к выводу о том, что постледниковые деформации проявились в две последовательные стадии. Первая стадия включает в основном правосдвиговые дислокации, связанные с горизонтальным перемещением Кольского блока в его ЮВ направлении, и вторая стадия – это преимущественно сбросовые смещения, обусловившие развитие современных полуграбенов в процессе вращения Кольского блока против часовой стрелки [Колодяжный и др., 2019]. Констатация совместного действия вертикальных и сдвиговых движений является существенным изменением в оценке активизации Беломорской котловины и ее окрестностей не только в кайнозое, но и в позднеледниковое время и в различные периоды голоцена.

4.2.3. Позднеплейстоцен-голоценовая сейсмичность и сейсμοдеформации

Вследствие сложной кинематики разнонаправленных тектонических и гляциоизостатических деформаций возникали напряжения в массивах пород, которые периодически разряжались землетрясениями различной силы. Анализ инструментально зарегистрированных землетрясений указывает на их концентрацию в западной части Беломорской котловины, которая отличается от восточной и более высоким уровнем сейсмичности. Здесь же расположены эпицентры исторического землетрясения 1542 г. с интенсивностью не менее VII баллов и более ощутимого события 1627 г. с магнитудой $M_w = 6.5$ и интенсивностью $I_0 = VIII$ баллов по шкале MSK-64 [Ассиновская, Никонов, 2004]. Однако более сильные сейсмические события, вплоть до разрушительных, происходили несколько тысячелетий назад. Об этом свидетельствуют обнаруженные в последнее время следы древних землетрясений, получивших название *палеосейсμοдеформации* или *сейсμοдеформации* (СД).

Первые сведения о нарушениях в рельефе Кольского региона, предположительно образованных в результате голоценовых землетрясений, были опубликованы в работах Н. И. Николаева [1967] и А. А. Никонова [1977]. Так, в районе губы Порьей Кандалакшского залива А. А. Никонов наблюдал свежий двухметровый уступ, пересекающий на высоте 5–8 м над уровнем моря кристаллические породы на абрадированном склоне невысокого островка. По предположению автора, разрыв имел сейсмогенное происхождение и возник не раньше 2000–3000 лет назад, после выхода этого склона из-под воздействия моря [Никонов, 1977].

Более детальные исследования палеосейсмичности в регионе стали проводиться в Карело-Кольском регионе с 90-х годов прошлого столетия [Николаева, 1993, 2001; Lukashov, 1995]. К настоящему времени эти исследования значительно расширились – СД выявлены и во многих районах Беломорья [Лукашов, 2004; Авенариус и др., 2005; Шевченко и др., 2007; Верзилин, Бобков, 2009; Николаева, 2009, 2019; Авенариус, 2010; Евзеров и др., 2010; Мараханов, Романенко, 2014; Горбатов и др., 2017].

Наибольшей интенсивностью и распространенностью характеризуются СД на берегах и на дне Кандалакшского залива (с входящим в его состав Колвицким грабенем), в меньшей степени они обнаружены на дне Двинского залива в его западной части и Онежского залива в его юго-восточной части. В последнее время обнаруживаются следы как исторических, так и палеоцунами на беломорских побережьях [Никонов, Субетто, 2007; Евзеров, 2013; Толстобров и др., 2019] (рис. 4.19).

Наиболее детально позднеплейстоцен-голоценовые нарушения рельефа и СД изучены на островах и побережьях Кандалакшского залива в пределах трех участков.

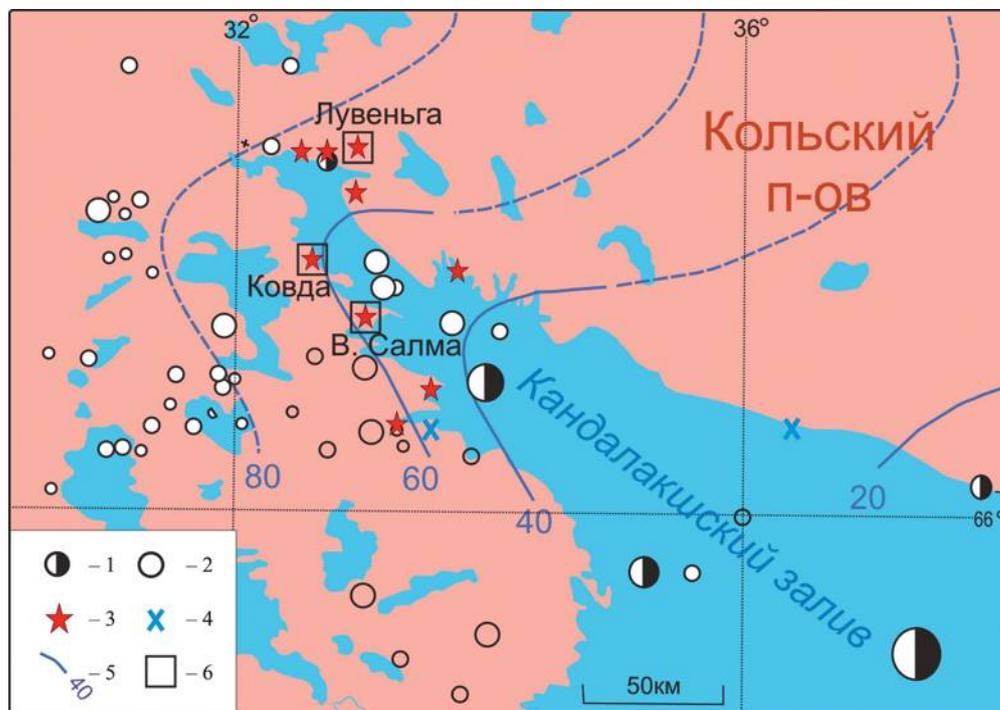


Рис. 4.19. Схема распределения сейсмодформаций, следов цунами, эпицентров современных землетрясений и характер голоценового поднятия в районе Кандалакшского залива Белого моря

Эпицентры землетрясений (1542–2003 гг.) в интервале магнитуд 0.9–6.5 (по: [Ассиновская, Никонов, 2004]): 1 – исторические, 2 – инструментальные; размер значка пропорционален магнитуде; 3 – сейсмодформации [Никонов, 1977; Шевченко и др., 2007; Авенариус, 2010; Мараханов, Романенко, 2014; Николаева, 2019]; 4 – пункты обнаружения следов цунами (по: [Евзеров, 2013; Толстобров и др., 2019]); 5 – изобазы гляциоизостатического поднятия за последние 8000 радиоуглеродных лет (по: [Евзеров и др., 2010]); сплошными линиями показаны изобазы установленные, пунктиром – предполагаемые; 6 – участки проведения детальных палеосейсмогеологических работ

Район пролива Великая Салма и островов Кузокоцкого архипелага. Предполагаемые СД в виде свежих трещин, рвов и каменных хаосов на одном из островов Кузокоцкого архипелага карельского берега залива наблюдала И. Г. Авенариус [Авенариус и др., 2005; Авенариус, 2010]. Позднее более убедительные доказательства о послеледниковых тектонических разрывах и нарушениях скальных пород (рвов и трещин с отвесными скальными бортами, уступов между сместившимися на разную величину участками поверхности смещенных в латеральном направлении отдельных скальных блоков) в районах горы Ругозерской, мыса Киндо, Зеленого мыса, о. Оленевского, Нильмогубы и о. Кокоиха были приведены и другими авторами [Мараханов, Романенко, 2014]. Образование этих дислокаций в рельефе авторы связывали с двумя позднеголоценовыми сейсмическими событиями, возраст которых был определен по радиоуглеродному датированию органического материала, захороненного сейсмоколлювием. Первое событие произошло 1800–1900 кал. л. н., а второе – в интервале 400–500 кал. л. н. [Мараханов, Романенко, 2014]. Предполагается, что СД возникли в результате местного мелкофокусного ($H = 1.9 \pm 0.2$ км) землетрясения с $M = 4.4 \pm 0.2$ и $I_0 = VIII$ баллов [Горбатов и др., 2017]. Разрыв южного ограничения микрограбена пролива Великая Салма, оперяющий юго-восточный борт Кандалакшского грабена, рассматривается как сейсмогенерирующий.

Район деревни Ковда. Кутовая часть Кандалакшского залива наиболее раздроблена разломами (см. рис. 4.17). Формы рельефа с явными признаками молодых динамических импульсных воздействий наблюдаются здесь не только на побережьях и на островах, но и на удалении от берега. Так, на побережье между Кандалакшским заливом и озером Ковдозеро, в районе деревни Ковда, установлен ареал развития послеледниковых нарушений преимущественно сейсмогравитационного и сеймовибрационного типов [Николаева, 2019]. Это раздробленные скальные массивы, системы открытых трещин на субгоризонтальных или слабонаклонных поверхностях, рвы и уступы в сочетании со скальными обвалами, среди которых отчетливо выделяются две возрастные группы: образованные до исчезновения последнего ледника (доледниковые) и послеледниковые. Возраст одного из предполагаемых палеосейсмических событий, среднеголоценового, был определен радиоуглеродным методом (^{14}C) по времени раскрытия сейсморва и начала накопления органики в нем – 7100–7200 кал. л. н. [Николаева, 2019]. В качестве основного сейсмогенерирующего разрыва рассматривается сбросо-сдвиг Колвицкого грабена и оперяющие его разрывные нарушения меньших масштабов, проникающие в пределы берегов Кандалакшского залива. Интенсивность палеоземлетрясений, исходя из параметров сейсмодислокаций, согласно шкале ESI-2007 [Michetti et al., 2004] составляла $I_0 \geq VIII$ баллов.

Позднеплейстоцен-голоценовая активность сбросо-сдвига Колвицкого грабена и сопряженных с ним разломов подтверждается сбросами надморенной (голоценовой) толщи морских отложений с амплитудой подвижек до первых десятков метров [Рыбалко и др., 2011; Рыбалко, Корнеев, 2014], сопровождаемыми массовыми гравитационными (сейсмогравитационными) смещениями [Старовойтов и др., 2018]. Вдоль тектонически предопределенного южного борта Кандалакшского залива уже в его акватории по данным сейсмоакустического профилирования МАГЭ выделяется мощная зона интенсивного развития гравитационных (сейсмогравитационных) процессов [Рыбалко, Корнеев, 2014]. На сейсмограммах отчетливо видно чешуйчатое строение присклоновых отложений, возникшее за счет последовательного проявления оползней различного масштаба, местами мощностью 100 м и более. В кернах донных осадков из этих образований можно видеть различные пликативные и дислокационные текстуры (рис. 4.20).

Район Лувенгских и Кандалакшских тундр. Один из участков с характерным набором сейсмических деформаций – район новейшей грабенообразной депрессии озера Среднее Лувенгское. Этот участок расположен на северном (кольском) борту Кандалакшского грабена в районе низкогорных массивов Кандалакшских и Лувенгских тундр (см. рис. 4.20). На бортах грабена обнаружен комплекс молодых дислокаций в гранулитах (уступы, рвы, обвалы, свежие трещины, выколы из вертикальных стенок уступов) [Николаева, 2009; Евзеров и др., 2010; Колодяжный и др., 2019; Николаева и др., 2020] (рис. 4.21). Структурные парагенезисы в скальных породах представлены каскадными системами сдвига-сбросов и оперяющих их мегатрещин отрыва, осложняющих поверхность ледниковой экзарации в северо-восточном борту Средне-Лувенгской грабенообразной депрессии

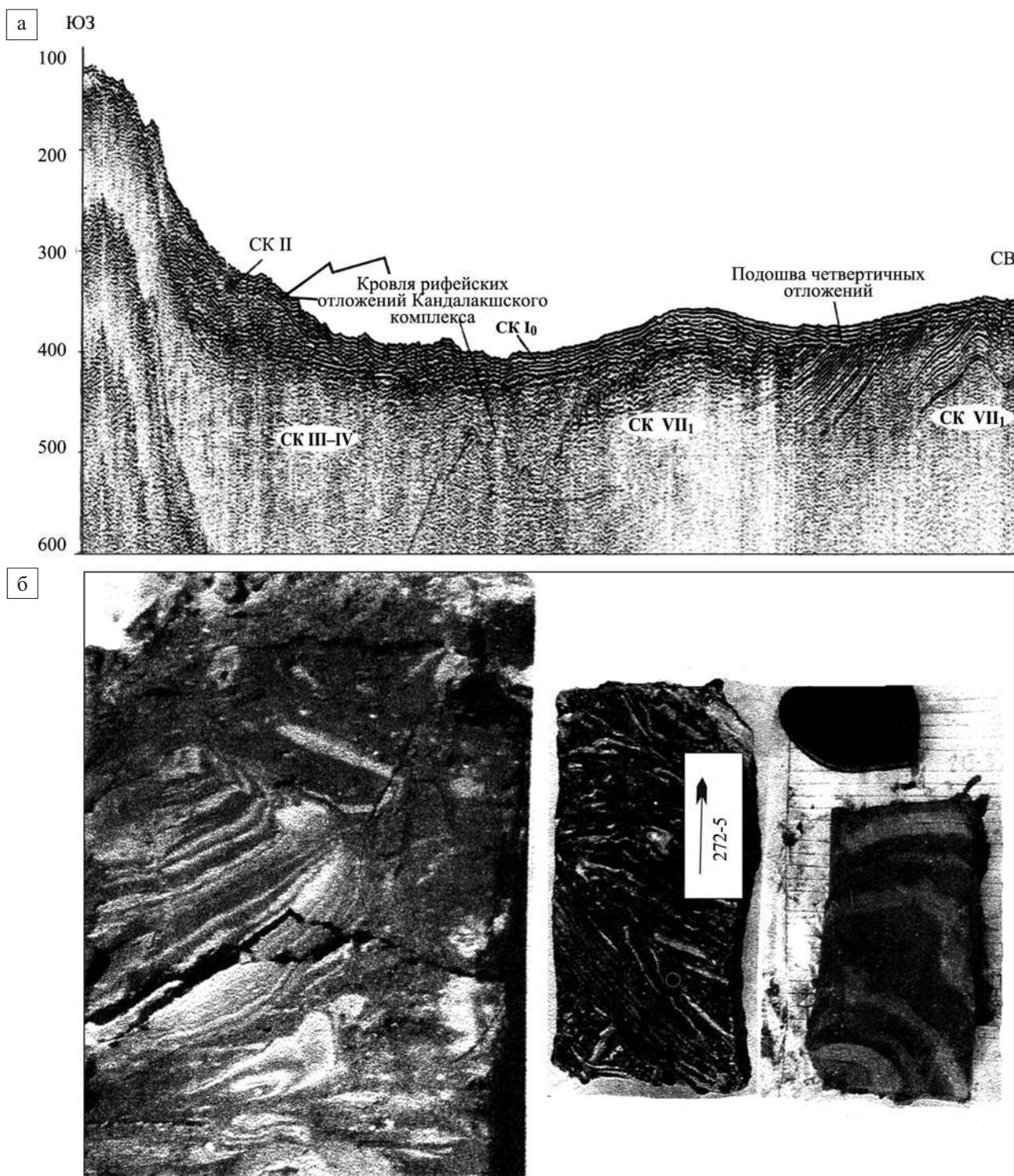


Рис. 4.20. Мощная зона гравитационных (декливиальных) отложений вдоль южного борта Кандалакшского грабена. Материалы сейсмоакустического профилирования МАГЭ (а). Оползневые текстуры в кернах донных отложений в зонах современных геодинамических движений (б) (по: [Рыбалко, Корнеев, 2014])

[Колодяжный и др., 2019]. Предварительное изучение нарушений в скальных породах позволяет предполагать здесь наличие нескольких генераций следов ощутимых землетрясений. Проба органического материала, захороненная под скальным крупноглыбовым обвалом в одном из рвов, показала позднеголоценовый возраст его образования ~2800 л. н. [Николаева и др., 2020].

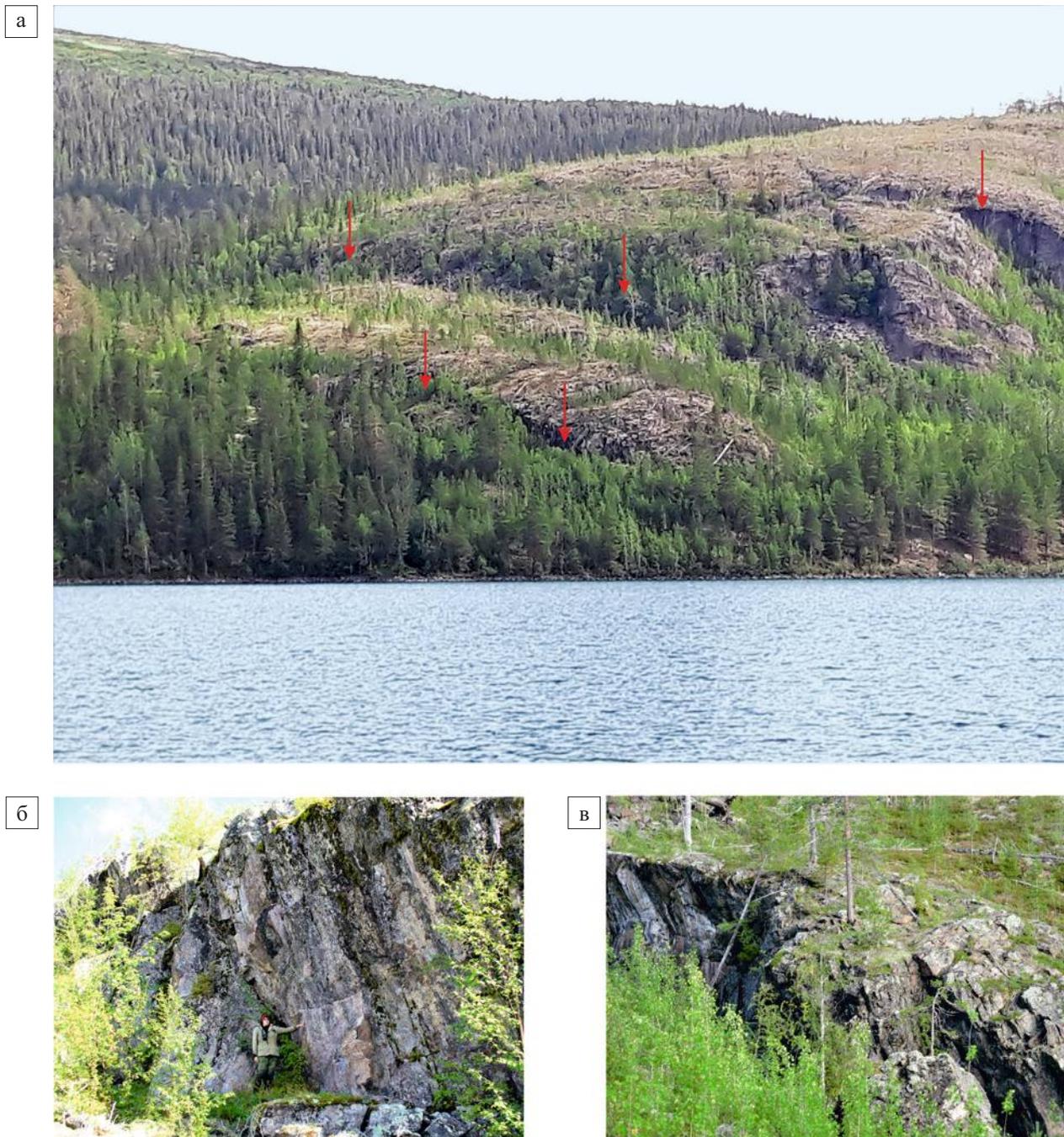


Рис. 4.21. Сдвиго-сбросы и сдвиги, нарушающие поверхность ледниковой экзарации в северо-восточном борту Средне-Лувенгской грабенообразной депрессии (показаны стрелками) (а), срывы в бортах уступов, образующие тыловые стенки с обратным углом наклона (б), фрагмент скального сейсморма в гранулитах (в) (фото С. Б. Николаевой)

В других районах Кандалакшских и Колвицких тундр сейсмогенный фактор участвует в формировании крутых склонов, осложненных срывами и сбросовыми уступами, в поддержании существования ранее образованных трещин, ущелий и рвов, в дальнейшем разрушении отдельных блоков кристаллических пород [Шевченко и др., 2007].

На относительно высокую интенсивность палеоземлетрясений за последние 13 000–14 000 лет указывает морфология и масштабы проявления СД и в других районах Беломорья – у Летнего берега Онежского полуострова и в Онежском заливе [Шварев и др., 2015]. По максимальным обнаруженным проявлениям интенсивность палеоземлетрясений в западной части Кандалакшского залива опреде-

ляется в IX баллов, в центральной части моря – VIII баллов, в Онежском заливе и на западном берегу Белого моря – VII–VIII баллов [Морозов и др., 2019].

Следует отметить, что к настоящему времени произведено датирование очень ограниченного количества сейсмодетформаций, что является только фрагментом сейсмической истории активных разломов, обрамляющих Беломорскую котловину. Однако уже на данном этапе исследований можно заключить, что сейсмическая активность этого района была существенно выше в позднеледниковье и голоцене, чем в современное время, и продолжалась в течение почти всего голоцена, вплоть до последних столетий.

Анализ сейсмичности в разные временные интервалы начиная с позднеледниковья и до настоящего времени отражает приуроченность большинства очагов землетрясений к западной части Беломорского бассейна. Это могло быть обусловлено тесной связью сейсмичности с опусканием котловины Кандалакшского залива на фоне общего гляциоизостатического поднятия. И если возникновение Колвицкого грабена полностью контролировалось тектоникой, то погружение Кандалакшского грабена в основном тоже было обусловлено тектоникой, но вместе с тем имело место некоторое отставание поднятия дна грабена от основной поверхности Карело-Кольского геоблока вследствие отмеченного выше различия в геологическом строении и, соответственно, реакции названных геоструктур на снятие ледниковой нагрузки. Уже упоминавшийся в разделе 4.2.1 изгиб изобаз (см. рис. 4.19) обусловлен тем, что в погружение Колвицкого и Кандалакшского грабенов вовлекаются породы кристаллических массивов, окружающих Кандалакшский залив [Евзеров и др., 2014].

Исследования выполнены по теме ГЗ ФИЦ ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0054.

4.3. ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА

В настоящее время общепринятым считается выделение в пределах раннедокембрийского остова Восточно-Европейского кратона трех крупных разнородных и разновозрастных древних сегментов – Сарматии, Волго-Уралии и Фенноскандии [Богданова, 1986]. Пространственное сочленение этих сегментов происходило в интервале времени 2.0–1.7 млрд лет и сопровождалось коллизионными процессами – орогенезами [Bogdanova et al., 2008 и др.]. Собираение раннедокембрийского остова ВЕП началось на рубеже ~2.0 млрд лет, когда столкнулись Сарматия и Волго-Уралия, при этом образовался Волго-Сарматский протократон. На рубеже 1.8–1.7 млрд лет с этим протократоном столкнулась Фенноскандия [Bogdanova et al., 2005]. В результате сформировался агломерат древних блоков – Протобалтика. На западе (в современных координатах) Протобалтики протекали аккреционные и коллизионные процессы (Готская фаза – 1.73–1.55 млрд лет, Телемаркская фаза – 1.52–1.48 млрд лет, Данополонская фаза – 1.50–1.40 млрд лет), в результате которых Протобалтика оказалась в составе суперконтинента Палеопангеи (Колумбии). В это же время в центральных и восточных частях Протобалтики размывались орогены, возникшие при столкновении (в конце раннего докембрия) Сарматии, Волго-Уралии и Фенноскандии. Продукты их разрушения заполняли окраинные (типа пассивных континентальных окраин) и внутрикратонные осадочные бассейны, некоторые из них на ранних этапах своего развития являлись рифтогенными бассейнами, пространственно наследовавшими положение коллизионных поясов конца раннего докембрия [Bogdanova et al., 2008].

В истории тектонической эволюции северо-востока Восточно-Европейской платформы, в том числе и Беломорского региона, достаточно уверенно выделяются как минимум шесть самостоятельных и длительных этапов: архейский – становление ранней гранитоидной коры Кольского и Карельского массивов, а также метаморфических поясов; палеопротерозойский – формирование Беломорского подвижного пояса и карелид, средне-позднерифейский – континентального рифтогенеза, венд-кембрийский этап коллизии древнего остова Восточно-Европейского кратона (Балтики) с палеоконтинентом Арктидой и последующего орогенеза, среднепалеозойский – реактивация РСБМ, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и, наконец, позднекайнозойский, когда образовался современный бассейн Белого моря. Каждый из этих этапов характеризовался определенным геодинамическим режимом и связанными с ним особенностями процессов, происходивших в верхней части коры.

4.3.1. Архейский этап

Независимо от той или иной геодинамической модели формирования докембрийской структуры Балтийского щита, на его территории выделяются три геоструктурные провинции, различающиеся по времени и условиям формирования. Это Карело-Кольская, Свекофеннская и Дальсландская. Здесь же мы ограничимся историей формирования лишь Карело-Кольской провинции.

Наиболее древними образованиями восточной части Балтийского щита являются породы Кольского массива – амфиболиты, пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые, иногда с кордиеритом или силлиманитом, реже с андалузитом плагиогнейсы, изотопный возраст которых варьирует от 2930 ± 50 млн лет (скв. СГ-3) до 2880 ± 45 млн лет. Считается [Государственная..., 2000], что эти породы образовались по основным и средним вулканитам и их туфам, а глиноземистые гнейсы – частью по терригенным осадкам, а частью являются метаморфизованными кислыми вулканитами, образовавшимися за счет выплавления из верхней мантии. Эти образования совместно с внедрившимися в них несколько позднее (2850–2810 млн л. н.) тоналитами-трондьемитами сформировали гранитоидную кору, на фундаменте которой был заложен рифтогенный Титовско-Поросозерский (Воронья-Колмозерский) зеленокаменный пояс, разделивший Мурманский и Центрально-Кольский блоки (террейны).

Обстановка сжатия обусловила коллизию Мурманского и Центрально-Кольского террейнов, в результате чего разделявший их зеленокаменный пояс был частично погребен под надвинутым на него с северо-востока Мурманским блоком. В это время (2.76–2.75 млрд лет) породы Мурманского и Центрально-Кольского террейнов испытывали метаморфизм в условиях гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций и гранитизацию, а породы разделяющего их зеленокаменного пояса – метаморфизм в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации.

После окончания коллизии Мурманского и Центрально-Кольского террейнов и смены направления движений по шовной зоне с надвиговых на сдвиговые (правый сдвиг, обусловленный перемещением Мурманского блока по Титовско-Поросозерской шовной зоне и разлому Карпинского с северо-запада на юго-восток по дугообразным трещинам растяжения) в кратонизированные породы Мурманского блока внедрились дайки лейкогабброидов и лепидомелановых гранитов. Эти породы, секущие все архейские мигматиты этой территории, завершают архейский цикл эндогенной активности в пределах Кольского массива [Государственная..., 2000].

Карельский массив в неоархейское время развивался как типичная гранит-зеленокаменная область. С этой эпохой связано заложение первых зон разломов и формирование вблизи них ранних зеленокаменных поясов (ЗКП). Они закладывались на границе Карельского и Беломорского геоблоков (Тикшеозерский и Пибозерский ЗКП). Для ранних ЗКП характерно присутствие среди вулканитов покровов коматиитов. Формирование зеленокаменных трогов происходило в условиях трансенсии и структур пластичного спрединга с проявлением вначале кислого (начало растяжения сиалических масс), а затем и основного (по достижении глубинных горизонтов литосферы) вулканизма и сопровождающих вулканизм вулканогенно-осадочных серий [Леонов и др., 2001]. На рубеже архея и протерозоя продолжается латеральная миграция масс, но уже в условиях транспрессии с формированием соответствующего комплекса структур. Интенсивно проявляется купольный тектогенез, динамотермальный и стресс-метаморфизм умеренных и низких фациальных серий. В конце периода происходит относительная консолидация разобщенных ранее объемов сиалического слоя и образование единого Карельского массива. Весьма вероятно, что на этом этапе произошла частичная агглютинация разобщенных ранее сиалических масс, составивших основание Восточно-Европейского кратона. В частности, единое целое составили Карельский и Кольский массивы [Леонов и др., 2001].

4.3.2. Палеопротерозойский этап

В настоящее время общепризнанным фактом является то, что к началу протерозоя в пределах Карело-Кольской провинции сформировалась континентальная кора, испытавшая впоследствии риф-

тогенные преобразования. Наиболее интенсивные тектонические преобразования в палеопротерозое отмечаются в пределах Беломорско-Лапландского пояса, а также в краевых частях Кольской и Карельской провинций.

Раннепротерозойская эпоха в Карело-Кольской провинции Балтийского щита отмечена заложением и развитием рифтогенных поясов северо-западного простирания, наиболее крупные из которых, Печенга-Варзугский и Северо-Карельский, явились пограничными структурами, отделившими Беломорский подвижный пояс от Кольского и Карельского массивов. Геологическая история Печенга-Варзугского пояса началась 2.45 млрд л. н. со становления расслоенных интрузий перидотит-пироксенит-габброноритовой формации (печенга-варзугский комплекс) с медно-никелевым сульфидным оруденением, платиновой и хромитовой минерализацией и примерно одновозрастных массивов лейкогабброноритов, габброанортозитов и габбродиоритов (комплексы Главного хребта и анистундровский).

В развитии собственно Печенгской структуры выделяют три стадии [Государственная..., 2000]. Первая стадия внутриконтинентального рифтогенеза длилась до 2.1 млрд л. н., во время которой отложились полимиктовые конгломераты, базальты, андезитобазальты и их туфы, которые перекрываются красноцветными озерными терригенными отложениями и эвапоритами. В течение следующей стадии (2.1–1.95 млрд) осуществлялся переход от внутриконтинентального рифта к межконтинентальному, типу красноморского, с короткоживущим спредингом (1990–1970 млн л. н.), что устанавливается по толеитовым базальтам, геохимически сходным с базальтами СОХ, бонинитам и ископаемым «черным курильщикам». В это же время (2.1–1.95 млрд л. н.) южнее над наклоненными на юго-юго-запад рифтообразующими разломами происходил реоморфизм архейских гранитоидов и образование системы гранитоидных куполов, прослеживающихся вдоль южной границы Печенга-Имандра-Варзугской зоны на всем ее протяжении.

Интенсивное сжатие, чешуйчатое перемещение тектонических блоков, в том числе сорванных гранитоидных куполов, массовое рассланцевание и зональный метаморфизм протерозойских вулканогенных и осадочных пород, габбро-верлитовых интрузий и сульфидных медно-никелевых руд отвечают коллизионному этапу развития Печенгского района [Строение литосферы..., 2005]. Этот этап был непродолжительным, и его возрастные рамки точно не определены. Но он сыграл очень важную роль, преобразовав ранее возникшую вулкано-тектоническую депрессию в шовную. Протерозойские тектонические движения и метаморфизм оказали мощное воздействие и на кристаллический фундамент. Тектонические движения коллизионного этапа наиболее интенсивно проявились в южном крыле Печенгской структуры. Окончание коллизионного этапа фиксируется по пересечению рассланцованных и метамофизованных пород пояса Пасвик-Полмас гранитным массивом Вайноспаа, который имеет возраст 1.8 млрд лет [Naarala et al., 1987].

На постколлизионном этапе режим сжатия сменился режимом растяжения, и произошло резкое изменение тектонического плана. Наиболее характерна для постколлизионного этапа цепочка среднепротерозойских (1772–1762 млн лет) гранитоидных массивов лицко-арагубского комплекса, протягивающаяся в северо-восточном направлении вкрест общего простирания Печенга-Имандра-Варзугской зоны [Строение литосферы..., 2005].

Наиболее древние из достоверно выделяемых разломов восточной части Балтийского щита имеют раннепалеопротерозойский (сумийский) возраст. В период их формирования произошло дробление архейской кислой коры и заложилась карельские троговые структуры. Все магматические образования, возникшие на этой стадии эволюции щита, генетически связаны с обогащенным источником. В настоящее время все больше исследователей связывают этот магматизм с мантийным плюмом [Баянова, 2002], а судя по тому, что максимальное количество его продуктов – друзитов (подводящих каналов для расслоенных интрузий и вулканитов) встречается в Беломорском подвижном поясе, то и центр этого плюма, вероятней всего, располагался именно здесь. В распространении главных разностей вулканитов и расслоенных интрузий намечается зональность, свидетельствующая о существовании в это время пологой тектонической зоны, контролирующей их размещение. Асимметричность проявлений этого магматизма ярче всего проявлена в распределении кислых пород (риолитов, гранитов, чарнокитов) с голубым кварцем, образование которого возможно в лежащих крыльях сбросов. Глубинными аналогами основных вулканитов и расслоенных интрузий являются друзиты, габбро-анортозиты и частично основные гранулиты Лапландского пояса, которые формировались в режиме андерплейтинга. С этим процессом связано и образование мощных толщ

гранатсодержащих пород, характеризующихся аномально высокими содержаниями ювенильного флюида. Это дает основание предполагать, что в сумийский период разрывы существовали не только в зоне хрупких деформаций, но и проникали до глубин 30–40 км в виде зон вязких разломов.

Крупнейшей линейной структурой Балтийского щита является Лапландско-Беломорский подвижный пояс (ЛБПП). Сложное геологическое строение этого пояса является поводом для дискуссий в отношении механизмов его эволюции, времени проявления и о соотношениях эндогенных процессов. Благодаря высокой степени метаморфизма слагающих его пород образование и развитие пояса связывали с коллизионными процессами, т. е. с режимом сжатия [Глебовицкий и др., 1996; Слабунов, 2008]. Основой модели сжатия ЛБПП является его положение между двумя жесткими архейскими массивами – Карельским и Кольским. Предполагается свекофеннская или лапландская коллизия, которая сформировала структуру ЛБПП за счет сжатия, и в результате выдавливания произошла эксгумация глубинных пород. Доказательством этой коллизии в основном служат радиологические возрасты и пологие залегания метаморфических пород ЛБПП.

Однако существует и альтернативная точка зрения [Терехов, 2003, 2007]. В палеопротерозое Кольский и Карельский массивы не являлись жесткими плитами, а породы ЛБПП до рубежа 1.85–1.8 млрд лет находились на глубинах 30–20 км. В период 1.8–1.7 млрд лет образования ЛБПП были прорваны постскладчатыми интрузиями в тот момент, когда они уже были вблизи поверхности. То есть формирование современной структуры ЛБПП произошло в интервале 1.85–1.75 млрд лет. Поэтому эксгумацию этих пород нельзя объяснить длительной эрозией. Можно с достаточной уверенностью говорить о том, что породы ЛБПП появились на земной поверхности или вблизи ее к рубежу 1.8–1.7 млрд лет. В этот период были сформированы разнообразные постскладчатые интрузии, которые прорывали породы ЛБПП, уже находившиеся в зоне хрупких деформаций. Наиболее ярким примером может служить шток кварцевых порфиров Учабуоайв и связанных с ними даек онгонитов, глубинность становления которых не превышала одного километра [Виноградов, Виноградова, 1987; Filatova, Vinogradov, 1997; Филатова, Виноградов, 1999].

Эксгумация ниже-среднекоровых образований и фактически формирование современной структуры ЛБПП являлось сложным, многофакторным процессом и определялось сочетанием сбросов, сдвигов и ростом кольцевых вихреподобных структур. В ходе этих процессов, кинематика которых во многом еще недостаточно изучена, верхняя кора в виде Кольского и Карельского массивов раздвинулась, и глубинные породы появились на поверхности Земли. В ходе этого тектонического вскрытия никаких продуктов гигантской эрозии не образовывалось, а поверхностные соседние структуры разошлись на 200 км и более. Более мелкими структурными элементами эпохи эксгумации являются купола, разноориентированные зоны бластомилонитов и лежащие складки. Последние долгое время рассматривались как индикаторы коллизионных процессов, но сегодня появляется все больше данных об их генезисе и в обстановке растяжения. С процессами эксгумации связаны и разнообразные вещественные преобразования как в глубинных породах, так и в перекрывающих, а затем и обрамляющих их комплексах [Терехов, 2003, 2007]. Таким образом, к мезопротерозою сформировалась консолидированная кора Фенноскандинавского сегмента Восточно-Европейского кратона.

4.3.3. Средне-позднерифейский этап

Приведенный материал по строению северо-восточного сегмента платформы, а также опубликованные в последние годы палеогеодинамические реконструкции для рифейской эпохи позволили представить модель заложения и формирования палеорифтовой системы этого участка платформы [Балуев, 2006].

Несмотря на то что среднепротерозойский (ранне- и среднерифейский) этап развития земной коры остается недостаточно освещенным, имеется версия, что существовавший в это время суперконтинент Палеопангея (по [Piper, 2000]) или Колумбия (по [Rogers, Santosh, 2002; Zhao et al., 2004]) начал распадаться в среднем рифее (рис. 4.22). В это время Балтика с Лаврентией, входившие в состав суперконтинента, располагались в пределах экваториального «горячего пояса» Земли ($\pm 35^\circ$),

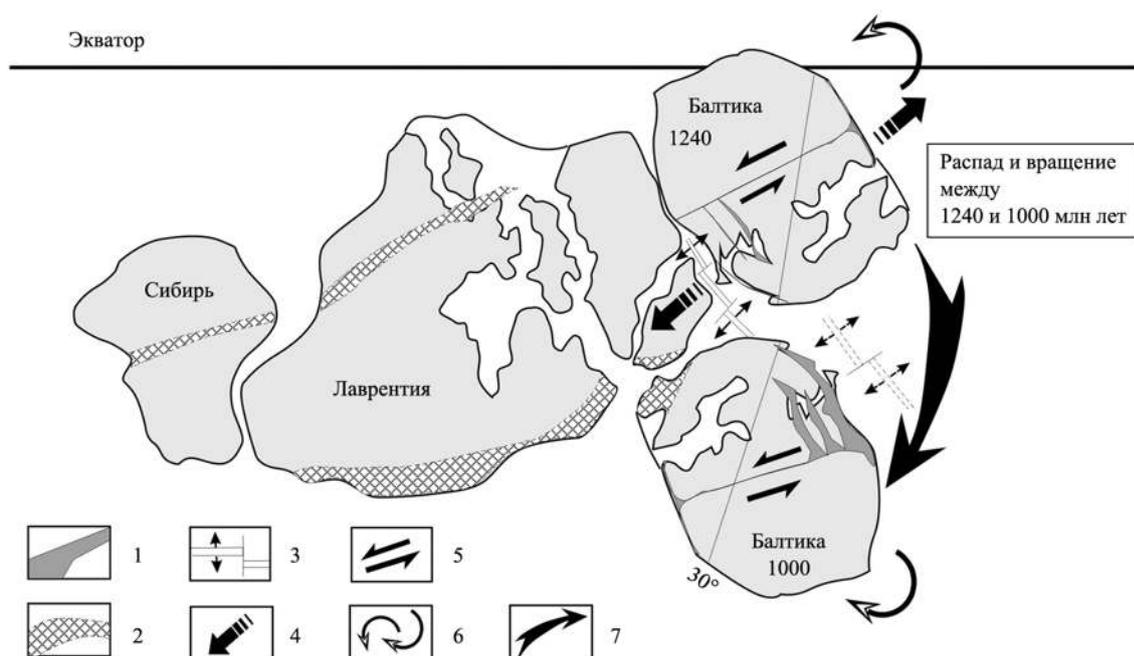


Рис. 4.22. Реконструкция перемещений континентальной плиты Балтики относительно Лаврентии в период от распада суперконтинента Палеопангеи (1300–1240 млн лет) до аккреции нового суперконтинента Родинии (1050–1000 млн лет) (по: [Piper, 2000] с дополнениями):

1 – рифтовая система Белого моря; 2 – мезопротерозойские орогенные/подвижные пояса; 3 – оси спрединга (сплошные – в среднем рифее, пунктирные – в позднем рифее); 4 – векторы горизонтального растяжения литосферы при распаде Палеопангеи; 5 – векторы напряжений левосдвигового смещения вдоль трансконтинентальной зоны; 6 – направления вращения Балтики против и по часовой стрелке; 7 – направление перемещения Балтики относительно Лаврентии в период 1240–1000 млн л. н.

в котором концентрировалась основная масса мантийных плюмов планеты [Глуховский и др., 1994]. По всей видимости, это обстоятельство явилось наиболее вероятной причиной возбуждения процессов континентального рифтинга между Лаврентией и Балтикой вдоль северной и северо-восточной (в современных румбах) границ последней, приведших в конечном счете к раскрытию океана между ними. Раскрытие, скорее всего, происходило в процессе асимметричного рифтинга, т. е. последовательного продвижения (пропагации) рифта от края вглубь континента при относительном вращении континентальных плит в противоположные стороны: Лаврентии по часовой стрелке, а Балтики против часовой стрелки (см. рис. 4.22). Предполагается, что крупная по площади горячая область с утоненной литосферой над мантийным плюмом или восходящим потоком конвективной ячейки (вероятно, соответствующая понятию *highly extended terranes* – области экстремального растяжения) формировалась по механизму активного рифтогенеза, тогда как конкретные рифты и рифтовые зоны образовывались в соответствии с моделью пассивного рифтинга, о чем свидетельствуют характерные черты их строения.

В результате на краю Балтики в условиях горизонтального растяжения коры начал формироваться периконтинентальный осадочный бассейн пассивной окраины [Осадочные бассейны..., 2004], представлявший собой систему субпараллельных рифтовых зон, вытянутых вдоль края плиты и слегка раскрывавшихся веером в сторону расхождения плит. Судя по возрасту образований, выполняющих грабены Кандалакшско-Двинского и Керецко-Пинежского рифтов (1263 ± 40 и 1080 ± 40 млн лет – возраст алевролитов терской свиты на южном побережье Кольского полуострова по [Коноплева, 1979]), именно они возникают первыми в этой системе. В это время в Онежском и Лешуконском (Кепинском) грабенах накапливались отложения сейсмостратиграфического комплекса А, среди которых преобладали, вероятнее всего, красноцветные континентальные осадки, компенсировавшие прогибание впадин [Сапожников и др., 2003].

Затем процессы рифтогенеза постепенно сдвигались ближе к краю плиты, и началось заложение Баренцевоморского (Мезенского) палеорифта, где возраст выполняющих их образований датируется, соответственно, 1190–1080 млн лет и, вероятно, концом среднего – началом позднего рифея (толща, залегающая под кильдинской серией). Таким образом, можно говорить о развитии здесь, на окраине континентальной плиты Восточно-Европейского кратона, в среднем рифее процессов диффузного спрединга, в результате которых формируется краевой бассейн. Акцент наиболее полного раскрытия до океанической стадии сместился к Баренцевоморской рифтовой зоне, которая в конечном счете принимает положение «висячего» рифта на краю отколовшейся плиты.

Диффузный спрединг [Богданов, 2000] – это процесс растяжения, проявляющийся на обширной площади при отсутствии центральной рифтовой долины. Во время диффузного спрединга возникает несколько небольших линейных впадин, разделенных блоками коры континентального типа, которые отделяются от окраины континентальной плиты при развитии листрических разломов. Один из механизмов процесса диффузного спрединга предполагает, что в период растяжения и утонения континентальной коры в разобщенных впадинах образования океанской коры не происходит, и лишь в одной из этих впадин, наиболее глубокой и находящейся в зоне наивысшего теплового потока, активные процессы приводят к полному разрыву слоя континентальной коры.

Такой механизм формирования рифейской пассивной окраины континентальной плиты Восточно-Европейского кратона мог быть реализован в одной из моделей, рассмотренной Г. С. Листером с соавт. [Lister et al., 1991] для крупных растяжений литосферы после стадии раннего спрединга океанического дна, происходящих со срывом хрупкой верхней коры по детачменту, отделяющему последнюю от пластичной нижней коры (рис. 4.23). Согласно этой модели предполагается, что начальная стадия образования пассивной окраины является результатом воздействия напряжений горизонтального растяжения на континентальную кору над мантийным плюмом в период начала распада Палеопангеи. Растекание горячего мантийного вещества плюма передавало напряжения растяжения пластичной нижней коре, которая, растягиваясь, деформировалась без разрыва сплошности, т. е. испытывала пластичное растяжение.

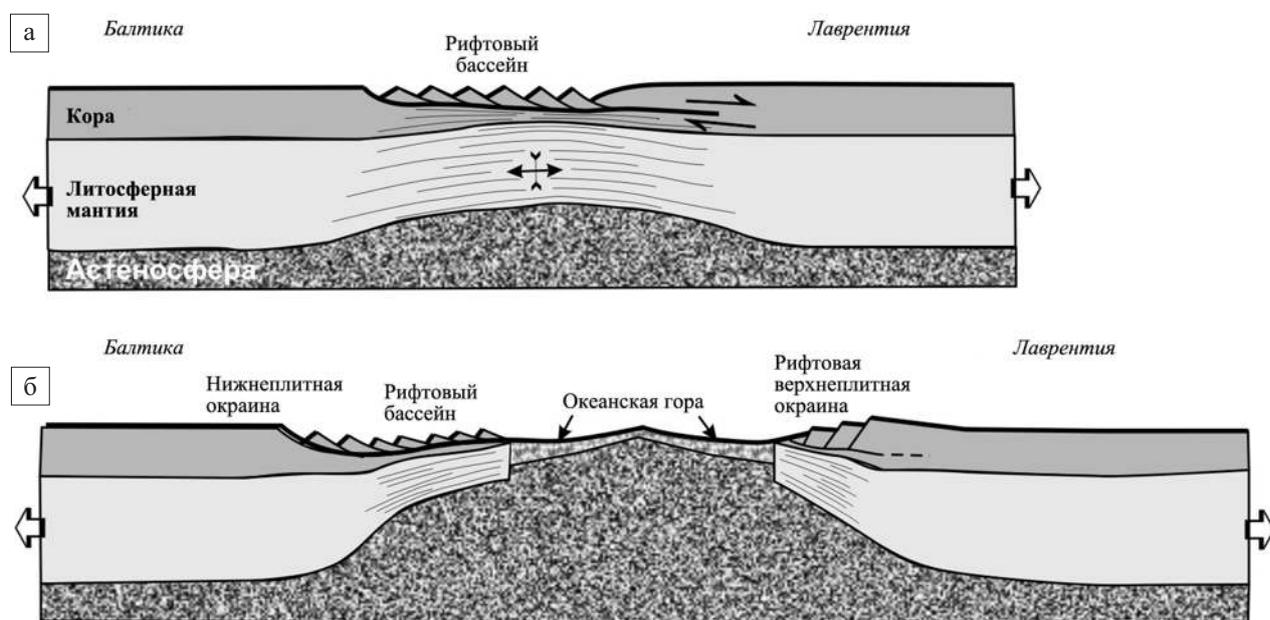


Рис. 4.23. Модель формирования пассивной континентальной окраины при крупных растяжениях литосферы (по: [Lister et al., 1991]) применительно к распаду Балтики и Лаврентии в среднем рифее:

А – начальная стадия растяжения литосферы с образованием внутрикоровой поверхности срыва (детачмента) плюс чисто сдвиговое пластичное растяжение нижней коры под срывом (1300–1240 млн лет); Б – формирование пассивных окраин континентов после стадии раннего спрединга океанского дна с образованием периконтинентального рифтового бассейна (после 1240 млн лет)

При этом горизонтальное растяжение в верхнюю кору передавалось путем срыва хрупкой коры вдоль внутрикорового раздела (детачмента) с образованием полуграбена по листрическому сбросу (грабены Онежско-Кандалакшского рифта). Однако эта хрупкая деформация растяжения происходила не прямо над зоной пластичного растяжения нижней коры, а на некотором латеральном удалении от нее, где детачмент, изгибаясь к поверхности, переходит в зону листрического сброса. И лишь затем, на следующей стадии развития, рифтовый участок в верхней коре расширился, образуя систему субпараллельных трогов, разделенных наклонными блоками верхней коры, ориентированных по нормали относительно вектора растяжения. Расширяясь, система трогов постепенно «надвинулась» на нижележащую зону пластичных деформаций (или область сильно растянутой и потонувшей и прогретой нижней коры).

Такое растяжение края литосферной плиты и адекватный подъем мантии во время растяжения могли привести к декомпрессионному плавлению и внедрению тяжелых мантийных расплавов в зону срыва, где сформировалась магматическая камера, фиксирующаяся в настоящее время интенсивным Мезенским гравитационным максимумом. Формируется синрифтовый осадочный бассейн с неглубокими рифтовыми депрессиями. И завершился этот процесс фазой интенсивного прогибания с образованием континентального склона и «висячим» над ним рифтом, который затем мог быть частично перекрыт осадочным клином, как это произошло с Баренцевоморским рифтом (см. рис. 1.38). Таким образом, в связи с распадом Палеопангеи и зарождением спрединга между Лаврентией и Балтикой в период с 1300 (а, может быть, и ранее) по 1240 млн л. н. на северной и северо-восточной (в современных румбах) окраинах Балтики формировался периконтинентальный осадочный бассейн. По всей вероятности, в этот период в развивающихся рифтогенных трогах краевой части Балтики отлагается толща осадков, соответствующая сейсмостратиграфическим комплексам Б и В (по [Сапожников и др., 2003]) или комплексу «II» (по [Хераскова и др., 2006]), верхняя часть которой представлена вашкинской, пезской и, возможно, дорогорской свитами. Как уже отмечалось, возраст пезской свиты по радиометрическим определениям не моложе 1050–1100 млн лет [Сапожников и др., 2003].

Согласно палеомагнитным реконструкциям [Piper, 2000], в период с 1240 по 1000 млн л. н. отколовшаяся континентальная плита Балтика дрейфовала к югу от палеоэкватора, разворачиваясь при этом по часовой стрелке примерно на 160° так, что ее присоединение к позднерифейскому суперконтиненту Родинии в конце этого периода произошло уже другой стороной, т. е. со стороны Скандинавской окраины (см. рис. 4.22). Аналогичный ход событий демонстрирует и палеогеодинамическая реконструкция на период 1265–1000 млн лет, приведенная позже в работе [Cawood et al., 2010] (рис. 4.24).

Не исключено, что в результате такой интенсивной ротации плиты могли создаваться дополнительные напряжения горизонтального растяжения в ее северо-восточном сегменте. В течение этого довольно длительного (до 100–150 млн лет) этапа осадконакопления в спокойных условиях эпиконтинентальных бассейнов сформировались верхняя часть рифтовых и пострифтовых отложения. В период накопления они полностью выполнили грабены и перекрыли всю территорию Мезенской синеклизы.

После аккреции Балтики с Родинией можно предполагать довольно высокое стояние поверхности континентальной плиты Балтики в течение 150–300 млн лет, в результате чего отмечается соответствующий перерыв в осадконакоплении в рифейском эпиконтинентальном бассейне.

В позднем рифее (время формирования сейсмостратиграфического комплекса Г, по: [Сапожников и др., 2003], или комплекса «III», по: [Хераскова и др., 2006]) происходит общее погружение северной части кратона, произошла трансгрессия моря и началось формирование палеоплатформенного чехла континента Балтика, в состав которого вошли сафоновская и усть-пинезская серии. Описываемый краевой бассейн оставался открытым в сторону океана и получил новый импульс для эволюции, благодаря которому рифтовые впадины продолжали углубляться, и в них откладывались терригенные отложения верхнего рифея, которые местами «выплескивались» на борта рифтов. При этом наиболее мелководные пестроцветные фации тяготеют к западной части территории, а более глубоководные темноцветные и карбонатные – к восточной и северо-восточной частям платформы. Вероятно, этот процесс был связан с процессами спрединга и формирования океанической коры к востоку от тиманской окраины континента Балтика (см. рис. 4.24).

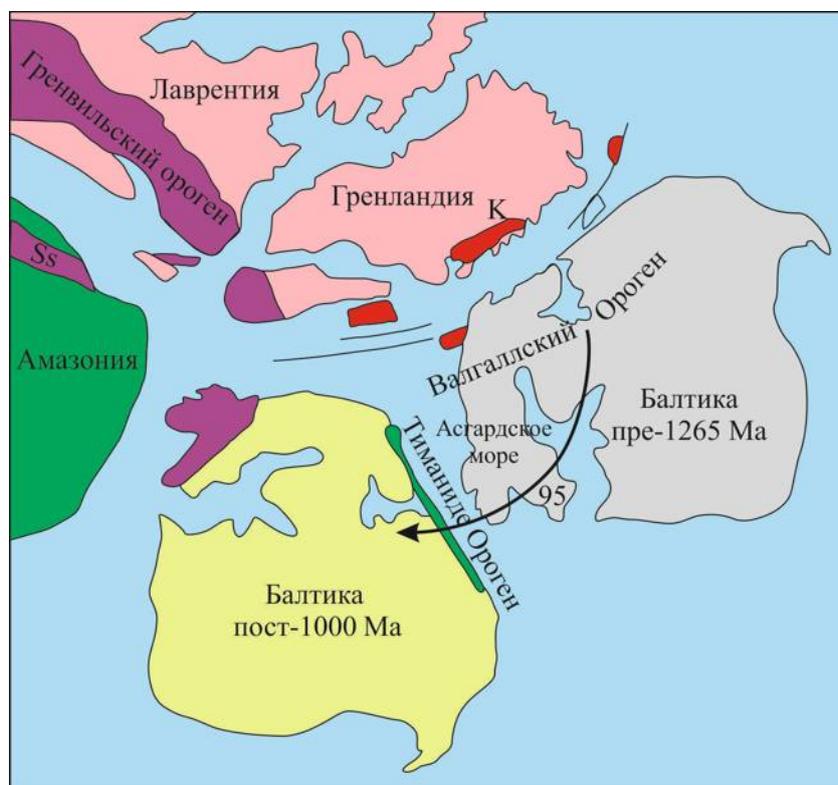


Рис. 4.24. Неопротерозойская реконструкция Восточной Лаврентии, Балтики и Северной Амазонии до раскрытия океана Япетус (до 1265 млн л. н.) и после 1000 млн л. н. (по: [Cawood et al., 2010])

В позднем рифее начали формироваться рифтовые структуры Среднерусского авлакогена, развитие которых связано с эволюцией крупной сдвиговой системы северо-восточного простирания, возникшей в это время на территории Русской плиты [Чамов и др., 2003]. Среднерусская система палеорифтов приурочена к зонам сочленения крупных сегментов (террейнов, сиалических ядер) раннепротерозойского фундамента Восточно-Европейского кратона: Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии, образовавших единую литосферную плиту в раннем протерозое. Зарождение и развитие Среднерусской палеорифтовой системы было предопределено событиями, происходившими на северо-восточной пассивной окраине континента в среднем-позднем рифее. Наиболее вероятной причиной заложения Среднерусской системы палеорифтов является, по нашему мнению, возникновение в позднем рифее режима трансенсии вдоль подвижной зоны древнего фундамента в результате горизонтального растяжения, которое начала испытывать земная кора северо-восточной части Фенноскандинавского сегмента при заложении и эволюции рифтовой системы Белого моря, т. е. фактически при формировании пассивной окраины континента. Вектор тектонических напряжений был направлен вдоль трансплатформенной зоны, которая в данном случае играла роль трансформы, и имел левосдвиговой характер. Особенности сочленения двух крупнейших взаимно перпендикулярных и разновозрастных палеорифтовых систем Восточно-Европейской платформы в районе Котласского грабена при этом остаются еще не до конца ясными.

Согласно палеомагнитным реконструкциям [Богданова и др., 2009], распад Родинии в период 825–700 млн л. н. и раскрытие прото-Пацифики (Япетуса) вызвали совместное движение Лаврентии-Балтики в южные широты с ротацией их по часовой стрелке. В конце рифея, видимо, последовал новый импульс растяжения земной коры краевой части Балтики, что вызвало проявление основного вулканизма (667 ± 31 млн л. н.) в Онежско-Кандалакшском рифте.

А затем, во время века Варангер-Айс (650–635 млн лет), большая часть территории Балтики подверглась грандиозному лапландскому оледенению. Причинами этого послужили нахождение материка в приполярных широтах и, видимо, воздымание поверхности кратона. Как отмечает Н. М. Чумаков [2008], частая приуроченность мощных ледниковых разрезов к рифтам связана с тем, что рифты создают пространство для накопления мощных отложений, их захоронения

и сохранения. Вся северная половина Восточно-Европейского кратона, включая северо-восточную пассивную окраину континента, была в раннем венде покрыта мощным (до 2.5 км) ледяным панцирем в течение почти 10 млн лет [Hoffman, Schrag, 1999]. В результате поверхность кратона под тяжестью ледника прогнулась ниже уровня моря, и после его таяния на его месте и примерно в тех же границах образовался шельфовый Московско-Мезенский пострифтовый бассейн с покровом осадочных пород в нем, плащеобразно перекрывшим образования кристаллического фундамента и рифея в пределах рифтогенных трогов [Якобсон, 1993].

4.3.4. Венд-кембрийский этап

В первой половине венда происходит сближение активной новоземельской окраины палеоконтинента Арктиды с пассивной тиманской окраиной Балтики. Как отмечалось выше (см. раздел 1.4), по разным данным, в венде – начале кембрия (620–540 млн л. н.) – в этом интервале времени произошло столкновение Балтики с Арктидой, формирование коллизионного орогена тиманид и, соответственно, конвергентного структурного шва Тролляфьорд-Рыбачий-Канин.

Океанический бассейн, разделявший в позднем докембрии Балтику и палеоконтинент Арктиду, полностью закрылся и произошла коллизия этих континентов с образованием Тимано-Печорского позднедокембрийского-раннепалеозойского коллизионного орогена (рис. 4.25) [Кузнецов и др., 2005]. Палеоконтинент Арктида включал в себя Тимано-Печорскую, Свальбардскую (Баренцевоморскую), Карскую микроплиты и другие более мелкие террейны [Кузнецов, 2009; Филатова,

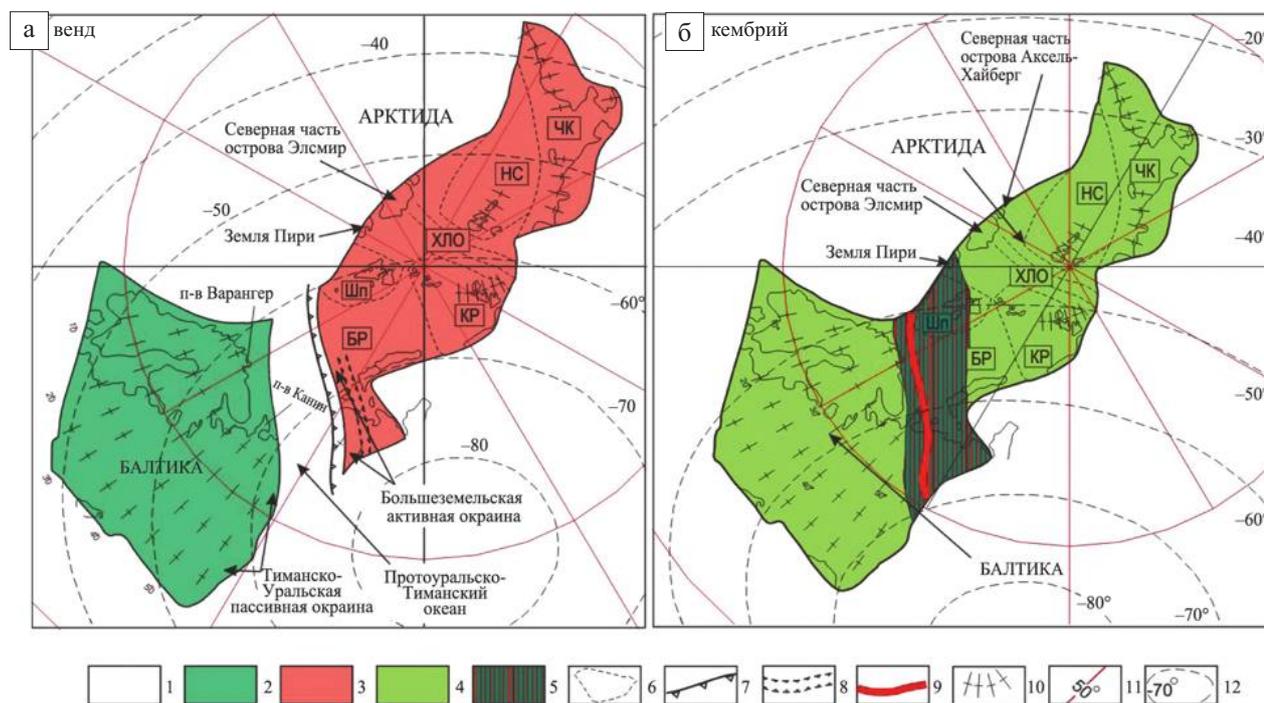


Рис. 4.25. Палеотектоническая реконструкция для венда (а) и кембрия (б) (по: [Борисова и др., 2003; Кузнецов и др., 2005; Кузнецов, 2009]) с незначительными добавлениями и упрощениями):

1 – океанические бассейны; 2–4 – палеоконтиненты: 2 – Балтика, 3 – Арктида, 4 – Аркт-Европа; 5 – коллизионный ороген Протоуралид-Тиманид; 6 – границы блоков континентальной коры; 7 – зона субдукции под Большеземельскую активную окраину Арктиды; 8 – зона задугового спрединга в тылу Большеземельской активной окраины Арктиды; 9 – Припечорско-Илыч-Чикшинская (Протоуральско-Тиманская) сутура; 10 – узлы современной координатной сетки (пересечение современных широт и долгот); 11 – современная координатная сетка; 12 – древняя координатная сетка. БР – Баренция; Шп – Шпицбергенский блок; КР – Карский блок; ХЛО – блок хр. Ломоносова; НС – Новосибирский блок; ЧК – Аляскинско-Чукотский блок (блок Арктической Аляски и Северной Чукотки)

Хаин, 2010]. Конвергентный шов, представляющий собой фронтальный надвиг тиманид, прослеживается вдоль юго-западного склона Тиманского кряжа, продолжается на полуостров Канин и обнажается на перемычке между полуостровами Средним и Рыбачьим и на полуострове Варангер.

Результатом столкновения Тиманской пассивной окраины ВЕП и Большеземельской активной окраины Арктиды явилось формирование дивергентного асимметричного складчатого сооружения коллизионного орогена в зоне их взаимодействия. Существование орогена подтверждается глубоким размывом позднедокембрийских комплексов фундамента Тимано-Печорской плиты и несогласием в подошве палеозойских образований ее чехла. Реликты северо-западного фланга орогена распознаются на полуостровах Рыбачий и Варангер, а юго-восточное его продолжение устанавливается в структурах северной части Центрально-Уральского поднятия [Кузнецов и др., 2005]. Этот позднедокембрийский коллизионный ороген в литературе называется Канино-Тиманским складчатым поясом [Оловянишников, 2004] или Тимано-Варангерской складчатой системой байкалитид [Симонов и др., 2002]. Юго-западное крыло орогена было сложено комплексами позднедокембрийской пассивной окраины ВЕП, участвующими в строении современного Тимана, полуостровов Рыбачий и Варангер. От осевой зоны шарьяжно-надвиговые структуры орогена перекрывали краевые части как палеоконтинента Арктида, так и Восточно-Европейского кратона (Балтики) и, в частности, краевой Баренцевоморский рифт палеорифтовой системы Белого моря (см. рис. 1.39). С этим событием, видимо, связаны и две фазы складчато-надвиговых деформаций, фиксирующиеся в пределах области сочленения двух плит [Балуев и др., 2016].

Вещественным выражением завершающих этапов этой орогении явилось становление массивов гранитоидов I-типа, характеризующихся изотопными датировками в диапазоне от 584 до 510 млн лет. Максимальным развитием эти гранитоиды пользуются в Припечорско-Ильч-Чикшинской разломной зоне, пограничной между Тиманским и Большеземельским мегаблоками фундамента Тимано-Печорской плиты и представляющей собой сутуру, по которой были приведены в соприкосновение тиманская пассивная окраина ВЕП и большеземельская активная окраина Арктиды. На поздних этапах коллизии, на фоне становления массивов гранитоидов I-типа, происходит внедрение более глубоких гранитоидов А-типа с изотопным возрастом от 564 до 498 млн лет, которые участвуют в строении контрастных магматических ассоциаций, слагающих линейно вытянутые тела. Эти массивы маркируют собой, вероятно, глубокие расколы континентальной коры Тимано-Печорского коллизионного орогена [Кузнецов и др., 2005]. Видимо, эти коллизионные события явились причиной некоторой магматической реактивации в то время и в самой рифтовой системе Белого моря, к структурам которой пространственно приурочены поздневендские проявления платформенного щелочного магматизма с возрастом 570 ± 8 млн лет (U-Pb метод по цирконам) [Щукин и др., 2002].

В течение периода с 625 до 580 млн лет Балтика с Арктидой (Аркт-Европа, по Н. Б. Кузнецову) и Лаврентия двигались уже раздельно, в результате чего произошло раскрытие океана Япетус, но оба континента оставались в высоких южных широтах в продолжение большей части венда [Torsvik et al., 1995; Cocks, Torsvik, 2006].

4.3.5. Среднепалеозойский этап

К началу палеозоя океан, разделявший Балтику и Арктиду, закрылся, северо-восточная пассивная окраина в результате коллизионных процессов была перекрыта надвиговыми структурами Тимано-Варангерских тиманид, превратившись во внутриплатформенную структуру. В начале палеозоя территория северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы испытала воздымание и в течение последующих 150–160 млн лет являлась областью денудации вплоть до среднего девона, когда вследствие изменения эвстатического уровня мирового океана во внутренние части платформы начали проникать мелководные шельфовые моря [Гаврилов и др., 2000].

Таким образом, между завершением накопления синеклизного и началом отложений плитного комплекса в этой части платформы фиксируется значительный перерыв в осадконакоплении. Одна-

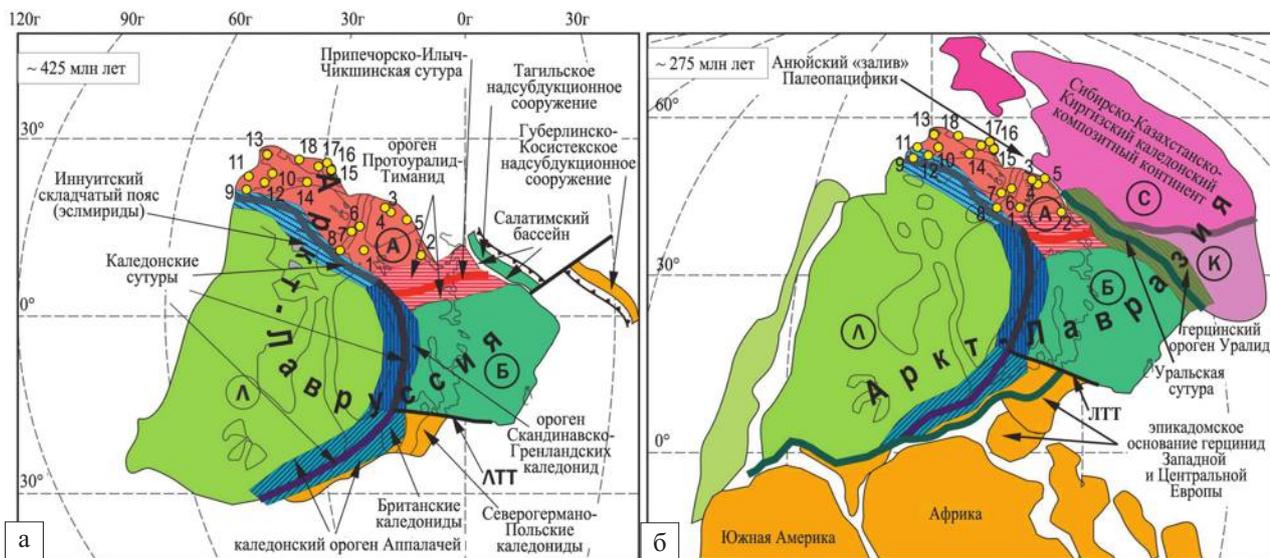


Рис. 4.26. Плитотектонические реконструкции палеозойских композитных континентов – эпикаледонского континента Аркт-Лавруссия (а) и эпигерцинского континента Аркт-Лавразия (б) (из: [Кузнецов, 2008, 2009]):

желтые кружки – места обнаружения в Арктике детритных и ксеногенных минералов с возрастом ~730–500 млн лет – продуктов разрушения орогена Протоуралид-Тиманид. Л – Лаврентия, А – Арктида, Б – Балтика, С – Сибирь, К – Казахстан, ЛТТ – линия Торнквиста-Тейссера. Меридианы проведены через 30 градусов

ко данные, полученные в результате изучения ксенолитов из кимберлитовых трубок Зимнего берега [Мальков, 2009], противоречат этому выводу. Присутствие «провалившихся» ксенолитов и «плавающих рифов» кембрийских, ордовикских, силурийских, ниже- и среднедевонских осадочных пород с сохранившейся фауной и флорой в кимберлитах свидетельствует о том, что здесь в раннем и среднем палеозое существовал, по крайней мере, залив мелководного морского бассейна, отложения которого впоследствии были размывы.

Однако на рубеже силура и девона (около 400 млн лет назад) скандинавская окраина становится ареной столкновения Восточно-Европейской плиты с Северо-Американской (рис. 4.26, а). Возник каледонский надвиговый фронт и образовался единый континент Евроамерика. В результате коллизионного события литосферная плита Восточно-Европейского кратона, уже в составе Евроамериканского континента, испытала вращение по часовой стрелке [Pesonen et al., 1989; Svethurst, 1992] и интенсивное сжатие со стороны надвигового фронта, что в среднем-позднем девоне привело к регенерации заложенных в рифее рифтовых зон и развитию внутриплитного магматизма.

Таким образом, в тылу области горизонтального сжатия литосферы произошла регенерация палеорифтовой системы Белого моря. Активизация процессов рифтогенеза на северной окраине ВЕП выразилась в обновлении разрывных дислокаций и интенсивном проявлении внутриплитного магматизма в различных его формах, который представлен роями даек и трубок взрыва щелочных пород, в том числе и кимберлитового состава, а также сложными кольцевыми массивами щелочно-ультраосновной и щелочной формаций, располагающимися в зонах динамического влияния рифтов Беломорской системы.

Структуры формировались в условиях локального растяжения на фоне регионального сжатия литосферы со стороны коллизионного фронта норвежских каледонид как крупнейшие сдвиги, что привело к чередованию участков трансенсии и транспрессии вдоль основных рифтообразующих разломов. Это обусловило резко выраженную неравномерность распределения даек щелочных пород. Исследование разноглубинных ксенолитов из девонских интрузий Кольского полуострова показало, что динамические условия проявлений щелочного магматизма часто менялись с глубиной и в вертикальном разрезе земной коры могли представлять собой чередование зон сжатия и растяжения [Балуев, Терехов, 2006].

Статистическая обработка данных структурного анализа трещиноватости в гнейсовом комплексе, вмещающем палеозойские дайки щелочных пород, и данных о разломно-трещинной тектонике, полученных при детальном картировании и интерпретации результатов дешифрирования

аэроснимков, показала сдвиговый характер деформаций (преимущественно левосторонний сдвиг) вдоль разломов северо-западной ориентировки без существенного горизонтального растяжения [Балуев и др., 2000; Моралев и др., 2002а]. Проявления щелочного магматизма в области динамического влияния РСБМ в виде даек и трубок взрыва (в том числе и кимберлитовых) связывается с раскрытием трещин в пределах дуплексов растяжения в зонах сдвига.

На Баренцевоморской плите в это время возникает режим растяжения с раскрытием Восточно-Баренцевского трога. Спрединговый центр с образованием субокеанской коры в фундаменте Баренцевоморского шельфа постепенно перемещался с севера на юг от Земли Франца Иосифа к Кольскому полуострову в период 390–360 млн лет [Сейсмогеологическая модель..., 1998; Аглонов, 2001]. Наиболее вероятной причиной такого мощного проявления рифтинга на континентальной коре баренцевоморского шельфа в среднем палеозое могло служить надвигание литосферной плиты ВЕП на мантийный плюм в пределах экваториального горячего пояса. Возможно, это была первая неудавшаяся попытка раскола континента в преддверии заложения Циркумполярного Арктического бассейна. С. В. Аглонов [2001] назвал Восточно-Баренцевский рифтогенный трог «несостоявшимся океаном» (в англоязычной литературе – *aborted oceans*). Движением плиты над плюмом можно объяснить и пропацию рифта в пределы Балтийского щита, продолжение которого проявляется в виде Хибино-Контозерской разломной зоны с признаками растяжения и проявлением щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма с концентрацией его в области пересечения с системой разломов Онежско-Кандалакшского палеорифта.

В позднем палеозое по уральскому краю образовавшегося в результате каледонского тектогенеза композитного континента Аркт-Лавруссия (Арктида + Балтика + Лаврентия) произошла коллизия с Сибирско-Казахстанским эпикаледонским композитным континентом (закрылся Палеоуральский океан). Это привело к образованию суперконтинента Аркт-Лавразия (рис. 4.26, б). Однако постдевонская история Беломорского региона и, в частности, РСБМ вплоть до позднего кайнозоя характеризуется достаточно спокойным плитным режимом без каких-либо значительных проявлений деструкционных тектонических событий и внутриплитного магматизма.

4.3.6. Позднекайнозойский (современный) этап

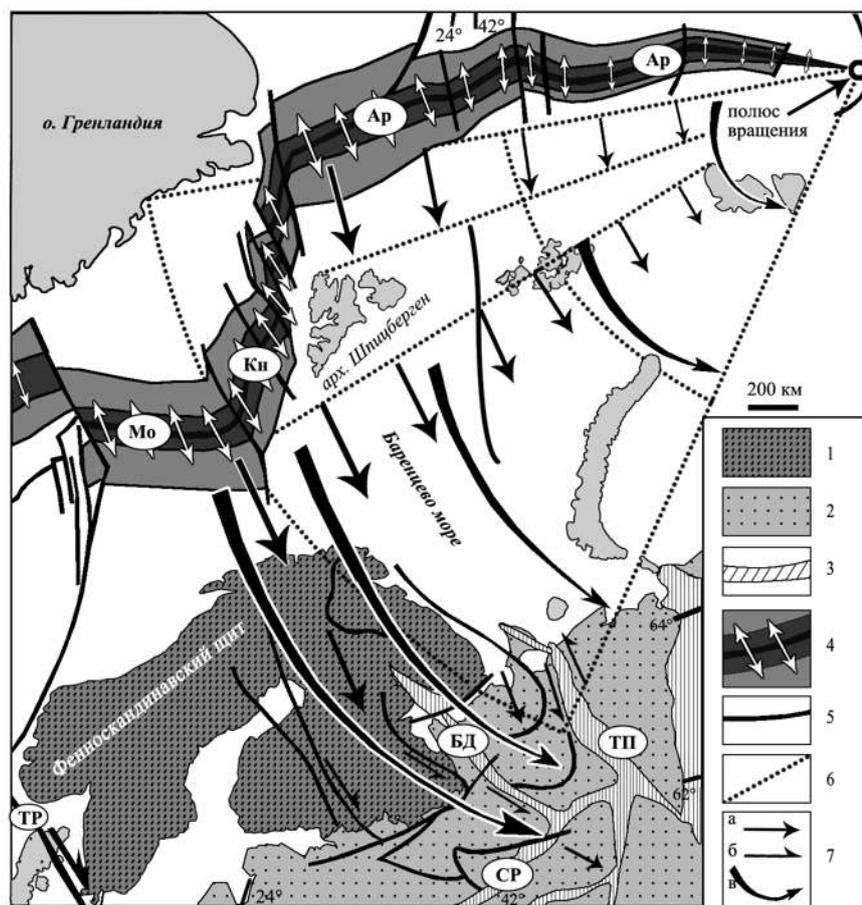
По мнению многих исследователей [Милановский, 1994; Леонов, 1995; Аветисов, 1996; Юдахин и др., 2003; Копп, 2005 и др.], современный этап структурной эволюции северного сегмента ВЕП определяется влиянием на Балтийский щит Северо-Атлантической зоны спрединга и зоны сочленения континент – шельф – море, где возникают высокие тектонические напряжения (рис. 4.27), а также современные вертикальные тектонические движения щита, одной из составляющих которых является и гляциоизостатический эффект.

Движения континентальной плиты при этом носили не монолитный характер, а дифференцированный, что подчеркивается обособлением внутриплитных разноскоростных потоков и сопряженных с ними структур высокого порядка [Колодяжный, 2009]. Передача напряжений происходит не за счет «толкательного» внешнего воздействия, а в результате горизонтального течения геомасс на уровне нижней коры и верхней мантии [Леонов, 1995; Копп, 2005]. Скорости перемещения в сторону от спредингового хребта в прилегающей Евразийской плите (согласно теореме Эйлера) возрастают по мере удаления от спредингового полюса раскрытия (см. рис. 4.27).

Как отмечает [Колодяжный, 2009], это может служить причиной нарушения динамической монолитности плиты, в теле которой зарождаются разноскоростные сегменты, связанные с этим локальные напряжения и структуры, выравнивающие баланс общего поступательного движения плиты в юго-восточном направлении. Данный феномен, возможно, является фактором, ответственным за развитие описанных выше неотектонических и современных дислокаций и их зон на Севере ВЕП и, как следствие, формирование современного морфоструктурного ландшафта этой территории, в частности, и формирование бассейна Белого моря.

Рис. 4.27. Схема, иллюстрирующая вариации скоростей перемещения Евразийской плиты в кайнозое в связи с развитием Арктической зоны спрединга [Колодяжный, 2009]:

1 – кристаллические комплексы фундамента ВЕП; 2 – фанерозойский чехол ВЕП; 3 – подвижные пояса и зоны дислокаций; 4 – спрединговые зоны; 5 – зоны нарушений; 6 – полюс вращения (раскрытия) и линии, обозначающие сектор вращения; 7 – направления тангенциальных (а), сдвиговых (б) и ротационных (в) перемещений. Буквы на схеме: зоны дислокаций: СР – Среднерусская, БД – Беломорско-Двинская, ТР – линия Торнквиста; ТП – Тимано-Печорский пояс; спрединговые хребты: Мо – Мона, Кн – Книповича, Ар – Арктический



Однако формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива наследует или возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания авлакогена в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. Морские условия осадкообразования установились для бассейна Белого моря в среднем голоцене около 6 тыс. л. н., откуда ведет свою историю уже современное Белое море [Спиридонов и др., 1980].

По данным анализа материалов дистанционного зондирования (цифровых карт рельефа и космоснимков) и полевых исследований в Беломорском регионе была выделена Беломорско-Северодвинская зона сдвиговых дислокаций, проявленных на различных тектонических уровнях [Колодяжный и др., 2019]. Зона хорошо выражена в современном рельефе и контролирует позиции современных депрессий Белого моря и речных долин, в бортах которых сейсмическими методами и прямыми наблюдениями выявлены многочисленные сдвиго-сбросовые нарушения. На северо-западе в районе замыкания Кандалакшского залива зона испытывает торцовое прерывание с развитием систем веерообразных и дугообразных разрывных структур. В центральной части акватории Белого моря зоне соответствует новейший Кандалакшский грабен, к юго-востоку от которого она испытывает виргацию и разделяется на несколько ветвей, контролирующей очертания Двинского и Онежского заливов.

Развитие новейших (постледниковых) структур Беломорско-Северодвинской зоны проходило в основном в условиях сдвиговых, сбросо-сдвиговых и сбросовых режимов деформации, вариации которых отмечаются в пространстве и во времени. На некоторых участках было установлено последовательное во времени развитие новейших структурных ансамблей различного типа. Более ранние структуры представлены главным образом правыми магистральными сдвигами, конформными Беломорско-Северодвинской зоне, а также опережающими разрывами, совокупность которых формировалась при сдвиговом

режиме деформаций. В области торцового замыкания зоны в качестве структур, компенсирующих правый сдвиг, наряду со сдвигами формировались и сбросы (сбросовый режим), занимающие квадрант присдвигового растяжения (рис. 4.28, а). Правосдвиговые смещения вдоль Беломорско-Северодвинской зоны были связаны с горизонтальным перемещением Кольского блока в юго-восточном направлении, что в целом согласуется с сеймотектонической моделью [Юдахин и др., 2003], согласно которой контроль поля напряжений в Беломорском регионе приписывается деформационным волнам сжатия, связанным с дивергенцией срединно-океанических рифтов Северной Атлантики.

Более поздние новейшие структуры формировались преимущественно в условиях сбросового и сдвиго-сбросового режимов деформаций в связи с развитием современных полуграбенов – Кандалакшского и Колвицкого. В плане эти структуры имеют клиновидную форму, что указывает на проявление асимметричного рифтинга, связанного с ножницеобразными перемещениями и вращением против часовой стрелки Кольского блока [Зыков и др., 2008]. Клиновидное раскрытие Кандалакшского грабена компенсировалось правосдвиговыми смещениями вдоль трансформного разлома, развитого вдоль пролива Горло Белого моря (см. рис. 4.28, б). Оба полуграбена обладают зеркальной по отношению друг к другу асимметрией. Контролирующий их магистральный сброс располагается в разных бортах этих структур, изменяя при этом наклон так, что в целом его плоскость образует пропеллеробразную поверхность (см. рис. 4.28, в). Ранее было показано, что магистральный сброс имеет листрическое строение и связан со смещениями вдоль глубинного detachment, а изменение наклона его сместителя происходит в районе аккомодационной перемычки вблизи Порьей губы [Балуев и др., 2012] (см. рис. 4.28, в). С этими представлениями согласуется и ротационная модель, предполагающая, что ось вращения Кольского блока была расположена в районе Порьегубского узла. При этом вращательные движения,

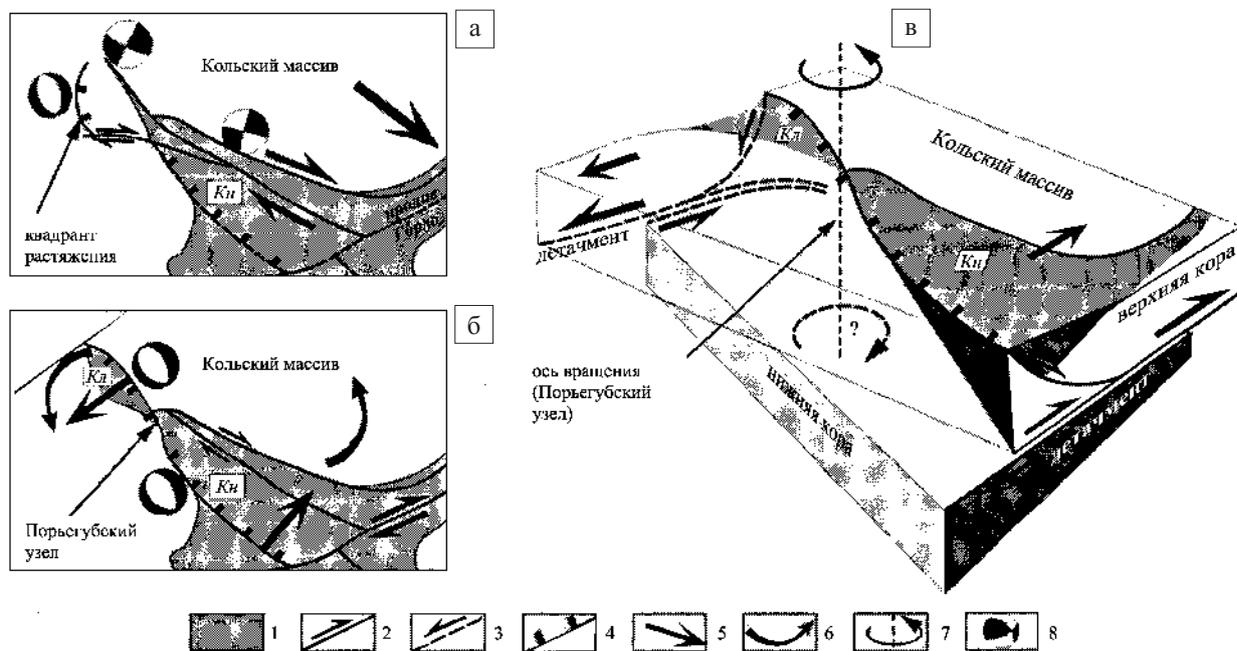


Рис. 4.28. Механизмы эволюции северо-западной части Беломорско-Северодвинской зоны на новейшем этапе развития [Колодяжный и др., 2019]:

а – первая стадия: правосдвиговые смещения, связанные с перемещением Кольского блока к ЮВ; б – вторая стадия: развитие клиновидных в плане полуграбенов, обусловленное вращением Кольского блока против часовой стрелки; в – блок-диаграмма, иллюстрирующая механизм развития вихревой структуры Колвицкого (Кл) и Кандалакшского (Кн) полуграбенов в связи с вращением Кольского массива и развитием внутрикорового detachment;

1 – грабены и депрессии; 2–3 – разрывы и направления смещений; 4 – сбросы; 5–6 – направления перемещений: 5 – горизонтальных, 6 – ротационных; 7 – ось вращения; 8 – стереограммы неотектонических напряжений, квадранты: растяжения (черный), сжатия (белый)

направленные против часовой стрелки, проявлялись лишь в верхней коре. Ниже поверхности детачмента в нижнекоровых уровнях вращения либо не было, либо оно было в противоположном направлении, что более вероятно (см. рис. 4.28, в). В результате таких комбинированных ротационных и горизонтальных перемещений в тектонически расслоенной коре на поверхности сформировались Колвицкий и Кандалакшский полуграбены, образующие в плане вихревую структуру типа песочных часов. Эти построения в целом согласуются с особенностями современной геодинамики Евро-Арктического региона [Евзеров и др., 2016].

Вдоль северо-восточной границы Балтийского щита в четвертичное время также происходят интенсивные тектонические движения, о чем свидетельствует четко выраженный эскарп разлома Карпинского, вдоль которого произошло опускание кристаллического фундамента под уровень моря. Геофизическими методами выявлено, что фундамент ступенчато погружается к северо-востоку, где его перекрывают рифейские образования синрифтового комплекса. Это свидетельствует о том, что современные погружения дна баренцевоморского шельфа происходят по активизированным в настоящее время древним рифтогенным разломам.

В пределах баренцевоморского шельфа еще 15–16 тыс. л. н. дно моря находилось на дневной поверхности, и здесь господствовали субаэральные условия развития. Субаэральный этап развития шельфа, прерванный 15–16 тыс. л. н., в свою очередь, пришел на смену морской трансгрессии, завершившейся не ранее 25–35 тыс. л. н., что подтверждается радиоуглеродным возрастом фораминифер в консолидированных четвертичных отложениях западной части шельфа [Крапивнер, 2006].

Вместе с тем более древние трансгрессии неоднократно прерывались периодами субаэрального развития, когда частично или полностью осушенная область шельфа дренировалась речными долинами, что отражает этап общих колебательных движений земной коры, охватывавших огромные площади. Отмечена отчетливая тенденция, заключающаяся в том, что от цикла к циклу колебательных движений их период сокращался, а амплитуда общих погружений увеличивалась от северной окраины современной суши в сторону континентальных склонов. В области баренцевоморского шельфа максимальных значений она достигла в период последней трансгрессии, начавшейся около 15–16 тыс. л. н. Предполагается [Крапивнер, 2006], что общие тектонические колебания земной коры Западно-Арктической континентальной окраины на протяжении неотектонической эпохи генетически или парагенетически связаны с развитием океанических котловин региона, на что указывает синхронность развития этих процессов.

4.3.7. Геодинамическая модель эволюции Беломорского региона

Анализ и корреляция главных датированных тектонических событий показал, что основные этапы геодинамической эволюции палеорифтовой системы Белого моря хорошо увязываются с современными палинспастическими реконструкциями, отображающими по палеомагнитным данным перемещение плиты ВЕП и ее взаимодействие с другими плитами в периоды возникновения и активизации континентального рифтогенеза. Как уже отмечалось, раннедокембрийский остов Восточно-Европейского кратона – Балтика – в раннем мезопротерозое находился в составе суперконтинента Палеопангеи (Колумбии), будучи причлененным к нему со стороны Тиманской окраины. По всей видимости, поверхность Балтики в то время представляла собой пенеплен, лишь на восточной (уральской) пассивной окраине происходили процессы рифтогенеза и деструкции, а во внутренних частях кратона заполнялись отдельные рифтогенные грабены (Пачелмский, Пашско-Ладожский, Овручский и др.). Формирование грабенов связывается с коллизионными процессами, происходившими в это время вдоль северо-западной окраины континента [Хераскова и др., 2007]. Однако в среднерифейское время с проявлений процессов континентального рифтинга начинается тектоническая эволюция северо-восточного (в современных румбах) сегмента Восточно-Европейской платформы. На схематическом разрезе земной коры приводится модель эволюции этого сегмента ВЕП (рис. 4.29), секущего вкрест простирания с ЮЗ на СВ

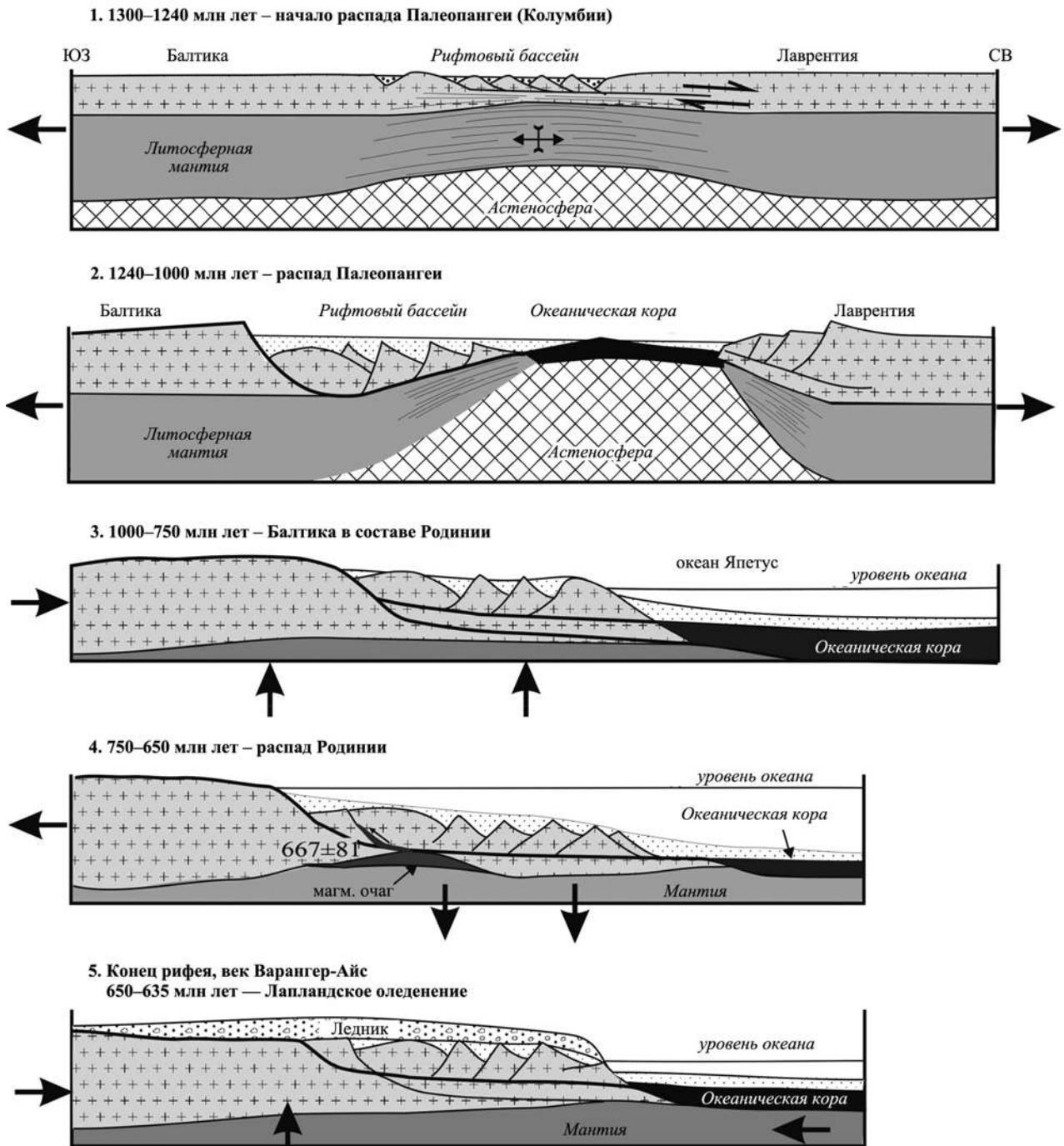
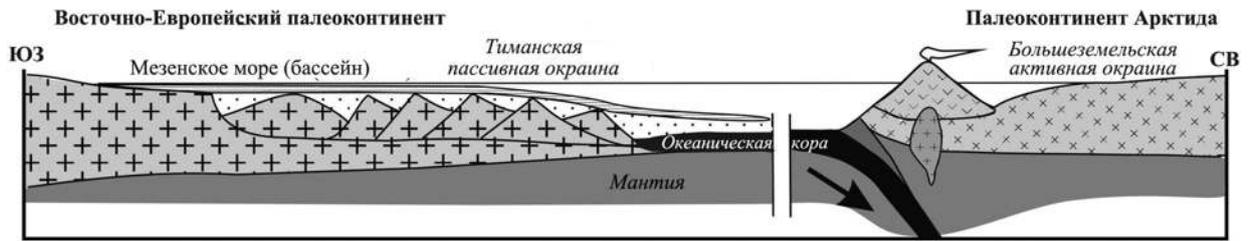


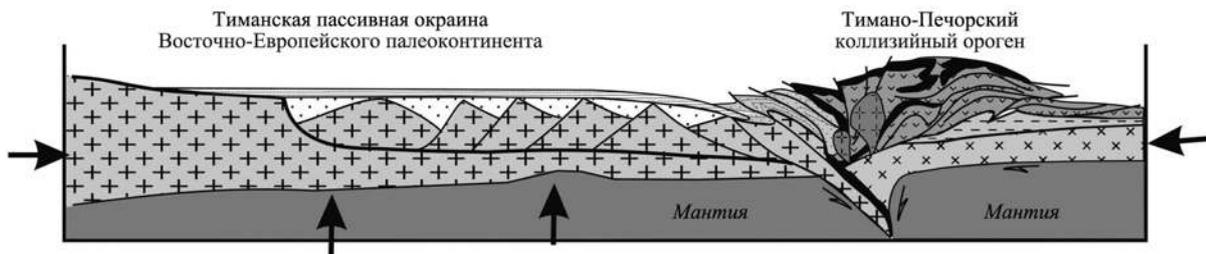
Рис. 4.29. Модель тектонической эволюции Тиманской пассивной окраины ВЕП и палеорифтовой системы Белого моря (пояснения в тексте). По [Балуев, Журавлев, 2017] с изменениями. В рисунке использованы фрагменты моделей из работ [Lister et al., 1991; Кузнецов и др., 2005]. Горизонтальные и вертикальные масштабы условные

1 – астеносфера; 2 – литосферная мантия; 3 – континентальная кора ВЕП; 4 – континентальная кора Тимано-Печорской плиты; 5 – океаническая кора (офиолиты); 6 – синрифтовый вулканогенно-осадочный комплекс R_{2-3} ; 7 – синеклизный осадочный комплекс V_2 ; 8 – комплекс платформенного чехла D_{2-3} -К; 9 – вулканогенно-осадочный комплекс активной континентальной окраины Арктиды; 10 – коллизионные гранитоиды; 11 – каналы продвижения мантийных расплавов и флюидов в верхние слои континентальной коры; 12 – разломы: а – основные, б – второстепенные; 13 – векторы тектонических напряжений: горизонтального растяжения или сжатия, вертикального воздымания или погружения поверхности коры относительно уровня океана; 14 – направление движения блоков по разломам

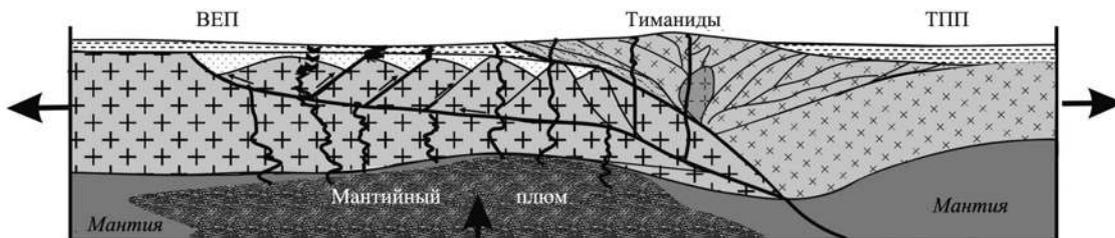
6. 635–610 млн лет – Ранний венд



7. 620–540 млн лет. Поздний венд – начало кембрия
Коллизия Балтики с Арктидой



8. Средний палеозой D₃ – 360–380 млн лет
Реактивация РСБМ – проявления внутриплитного магматизма



9. Поздний палеозой – мезозой
Формирование платформенного чехла

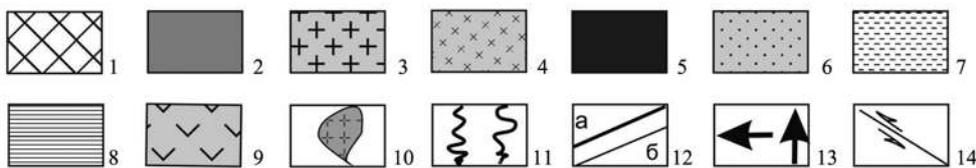
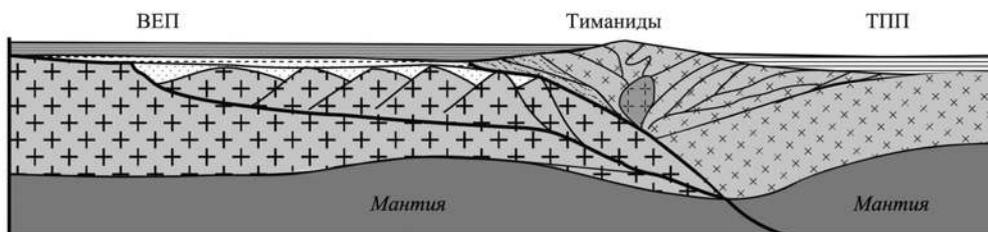


Рис. 4.29 (окончание)

палеорифтовую систему Белого моря и причлененный к ней фрагмент Западно-Арктической платформы (Тимано-Печорскую плиту).

Среднерифейский этап (рис. 4.22; 4.29: 1–2) – это время мощного проявления континентального рифтогенеза, связанного с распадом суперконтинента Палеопангеи и формированием тиманской пассивной окраины Балтики; заложение рифтовой системы Белого моря в режиме трансенсии с формированием периконтинентального осадочного бассейна пассивной окраины палеоконтинента Балтика.

Позднерифейский этап (рис. 4.29: 3) – после гренвильской орогении и вхождения Балтики в состав суперконтинента Родинии (1.0 млрд лет) со стороны скандинавской окраины, в связи с высоким стоянием поверхности континентальной плиты перерыв в осадконакоплении в рифтовом бассейне на 150–300 (?) млн лет; заложение и развитие Среднерусской рифтовой системы в режиме трансенсии, вызванной, возможно, растяжением северо-восточного сегмента плиты Балтика.

Поздний рифей (рис. 4.29: 4) – Тиманская пассивная окраина и вместе с ней рифтовая система Белого моря испытывает растяжение и морскую трансгрессию, связанные, вероятно, с распадом Родинии. Формируется палеоплатформенный чехол (сафоновская и усть-пинезская серии) северо-восточного сегмента континента Балтика, перекрывающий рифтовую систему Белого моря. На рубеже рифея и венда в Онежско-Кандалакшском рифте проявляется основной (толеитовый) магматизм.

Окончание позднего рифея, век Варангер-Айс (рис. 4.29: 5) характеризуется грандиозным лапландским покровно-континентальным оледенением, обусловленным высоким стоянием материка в южных полярных широтах.

Ранний венд (рис. 4.29: 6) – сход ледяного покрова и на его месте возникновение эпиконтинентального морского бассейна, в пределах которого в течение позднего венда и, возможно, начала кембрия формируется синеклизный осадочный комплекс, плащеобразно перекрывающий синрифтовые рифейские образования РСБМ и фундамент платформы в пределах зарождающейся Мезенской синеклизы. В это же время происходит сближение активной окраины палеоконтинента Арктиды с пассивной окраиной Балтики.

Поздний венд – начало кембрия (рис. 4.29: 7) – в венде – начале кембрия (620–540 млн л. н.) – в этом интервале времени произошло столкновение Балтики с Арктидой, формирование коллизионного орогена тиманид и, соответственно, конвергентного структурного шва Тролльфьорд-Рыбачий-Канин. Океанический бассейн, разделявший в позднем докембрии Балтику и палеоконтинент Арктиду, полностью закрылся, и произошла коллизия этих континентов с образованием Тимано-Печорского позднедокембрийского-раннепалеозойского коллизионного орогена (тиманид).

Раннепалеозойский – в течение последующих 150–160 млн лет территория северо-восточного сегмента Восточно-Европейского кратона являлась областью денудации вплоть до среднего девона, когда вследствие изменения эвстатического уровня мирового океана во внутренние части платформы начали проникать мелководные шельфовые моря и начал накапливаться плитный чехол.

Среднепалеозойский (рис. 4.29: 8) – реактивация палеорифтовой системы Белого моря, когда широкое развитие получил щелочной магматизм как постумная реакция на формирование норвежских каледонид при закрытии палеоокеана Япетус. В это же время закладывается Восточно-Баренцевский рифтогенный трог вдоль границы Свальбардской и Тимано-Печорской плит с пропагацией с севера на юг в пределы Балтийского щита в виде Хибино-Конттозерской тектонической зоны.

Среднепалеозойский-мезозойский этап (рис. 4.29: 9) в северо-восточном сегменте ВЕП характеризуется преобладанием плитного режима с формированием континентально-морских комплексов пород платформенного чехла среднедевонского-мелового возраста.

Позднекайнозойский, когда образовался современный бассейн Белого моря и проявляется современная тектоническая активность рифтогенных структур с заложением современных грабенов, сопровождаемая сейсмичностью, по периферии Балтийского щита на фоне его общего воздымания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные в текущем столетии геолого-геофизические исследования в Беломорском регионе позволили обобщить имеющиеся к настоящему времени данные по геологическому строению северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы. На основе синтеза всех новейших данных по геологическому строению и тектонике северной части Восточно-Европейской платформы, включая данные комплексных геолого-геофизических исследований в акватории Белого моря, полученные в последние годы, данные наземных исследований этой территории, было проведено изучение строения рифейских рифтогенных структур, погребенных под осадочным чехлом платформы или скрытых водами Белого и Баренцева морей. Традиционно эта территория рассматривалась как площадь развития континентального рифтогенеза в рифее, который предшествовал началу общего прогибания и формирования осадочного чехла Мезенской синеклизы. Новые же данные значительно изменили сложившиеся представления о строении земной коры этого региона, заставили пересмотреть саму структуру рифейских авлакогенов северной части Восточно-Европейской платформы. На основе материалов этих исследований была составлена и издана в 2010 г. «Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий» м-ба 1 : 1 500 000 и Объяснительная записка к ней [Балуев и др., 2012]. Однако к настоящему времени появились уже новые материалы исследований по Беломорскому региону, что и сподвигнуло к написанию этого труда, где синтезированы данные исследований в этом регионе за последние 20 лет.

Основные научные результаты исследований сводятся к следующему:

1. Значительно уточнено и детализировано геологическое строение Беломорского региона, основным структурным элементом которого является палеорифтовая система Белого моря рифейского заложения. РСБМ рассматривается как единый структурно-парагенетический ансамбль рифтовых структур, образовавшийся в условиях горизонтального растяжения края континентальной плиты при формировании пассивной континентальной окраины в результате распада мезопротерозойского суперконтинента Палеопангеи (Колумбии). Таким образом, палеорифтовая система Белого моря представляет собой типичный *тафроген* – структуру литосферного масштаба, сформированную из связанной системы рифтов и грабенов при растяжении литосферы.

2. Установлено, что геологическое строение палеорифтовой системы Белого моря характеризуется особенностями, которые типичны для современных рифтовых зон (Байкальской, Восточно-Африканской): наличие протяженных глубоких трогов, вдоль простирания которых они сегментированы и образуют цепочки, построенные из отдельных полуграбенов переменной полярности. При этом грабены расположены часто кулисообразно и разделены аккомодационными перемычками в виде небольших поднятий и зон нарушений. Эти признаки проявления сдвиговой тектоники могут быть дополнены тем, что некоторые грабены в плане имеют морфологию структур типа пулл-апарт. Составлена модель строения палеорифтовой системы Белого моря, в основу которой положено выделение ряда крупных листрических сбросов, выходящих к единому внутрикоровому разделу, идентифицируемому с детачментом, присущим многим континентальным рифтам и пассивным окраинам континентов деструктивного типа. Учитывая то, что рифтовая система Белого моря формировалась вдоль края палеоконтинента Балтика, рифтогенез в данном случае можно определить как рифтогенез пассивной окраины континента, который отличается большей длительностью и более сложной историей по сравнению с «обычными» континентальными рифтами.

3. По результатам **U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из песчаников терской свиты**, выполняющей Кандалакшский и Керецкий грабены, определено, что часть разреза терской свиты, залегающая выше изученного уровня, не может быть древнее 1145 ± 20 млн лет, т. е. конца среднего рифея, и ограничивает возрастную границу накопления синрифтовых отложений выше названных грабенов, что подтверждает ранее предполагаемый среднерифейский возраст грабенов. Абсолютная несхожесть провенанс-сигналов из средне- и позднерифейских толщ географически

разных локаций северо-востока ВЕП подтверждает палеогеографическую обстановку, существовавшую в области заложения РСБМ в конце среднего и в позднем рифее, в виде изолированных небольших (часто бессточных) бассейнов. Такая палеогеографическая ситуация не благоприятствовала развитию крупных рек, поэтому грабены были заполнены преимущественно детритным материалом местного происхождения.

4. Геохимические особенности пород терской свиты свидетельствуют о существенной роли процессов рециклинга в формировании ее терригенных пород и подтверждают высказанное ранее предположение о морском характере бассейна, частью которого были Кадалакшский и Керецкий грабены в конце среднерифейского времени.

5. Определена структурная приуроченность проявлений внутриплитного рифей-вендского и среднепалеозойского щелочного магматизма Беломорского региона к зонам динамического влияния палеорифтовой системы Белого моря. Рассматривая палеорифтовую систему Белого моря как рифтовую систему пассивной окраины древнего континента Балтика с крайне незначительным проявлением синрифтового магматизма, можно отнести ее к амагматичным рифтам.

Ареал проявлений в Беломорье внутриплитного щелочно-ультраосновного магматизма в среднем палеозое пространственно связан с областью динамического влияния структур палеорифтовой системы Белого моря и представляет собой некий овал, вытянутый вдоль простирания рифтовых структур, в пределах которого по составу и характеру проявления магматизма намечается концентрическая зональность [Балуев и др., 2012].

6. Доказана шарьяжно-надвиговая структура зоны сочленения Восточно-Европейского кратона с Северо-Арктической платформой, центральная часть которой проходит через север Беломорского региона. По данным разных авторов, столкновение Балтики с Арктидой, формирование коллизионного орогена тиманид и, соответственно, конвергентного структурного шва ТРК происходило в период 620–540 млн лет назад (поздний венд – начало кембрия). С этим событием, видимо, связаны и две фазы складчато-надвиговых деформаций, фиксирующиеся в пределах области сочленения двух плит.

7. Составлена модель тектонической эволюции Беломорья с момента формирования палеорифтовой системы Белого моря до современной эпохи, в которой выделены четыре основных этапа рифтогенеза и несколько промежуточных этапов, связанных с другими тектоническими событиями. Модель основана на современных палеогеодинамических реконструкциях движения и взаимодействия литосферных плит. Анализ и корреляция основных датированных тектонических событий показал, что основные этапы геодинамической эволюции палеорифтовой системы Белого моря хорошо увязываются с современными палинспастическими реконструкциями, отображающими по палеомагнитным данным перемещение плиты ВЕП и ее взаимодействие с другими плитами в периоды возникновения и активизации континентального рифтогенеза.

8. Формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кадалакшского залива Белого моря наследует и возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания в Онежско-Кадалакшском палеорифте в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. Два молодых (современных) грабена – Кадалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий – разделены островной грядой архипелага Средние Луды, являющейся межвпадинной перемычкой, которая представляет собой зону аккомодации тектонических напряжений. Значительную роль в современном структурообразовании играют здесь сдвиговые деформации, проявляясь вдоль рифтогенных структур, а также поперечные структуры северо-восточного направления, которые, в частности, сформировали морфоструктуру пролива Горло Белого моря.

9. Сейсмичность является одним из наиболее ярких проявлений современной тектонической активности. Общеизвестно, что существует генетическая корреляционная связь между сейсмичностью и теми геологическими и геофизическими характеристиками, которые также можно считать показателями современной активности недр. Несомненно, что подобной характеристикой являются данные о глубинных геодинамических процессах в толще земной коры и в подкоровых горизонтах мантии, положение и уровень активности зон и участков контрастных движений, глубинное

геологическое строение и многое другое. В таких слабосейсмичных регионах, как Белое море и прилегающая территория, анализ землетрясений может обеспечить получение достоверной статистически представительной информации о поле локальных современных напряжений и механизмах местных землетрясений. Современная сейсмичность Беломорского региона проявляется в виде землетрясений небольшой магнитуды. Распределение эпицентров зарегистрированных землетрясений вполне соответствует выявленным ранее закономерностям, а именно – повышенная сейсмическая активность западной части бассейна и слабая активность восточной и центральной частей. В западной части Беломорского региона большинство эпицентров располагается не в пределах Кандалакшского грабена, а на суше к западу и юго-западу от него с гипоцентрами на глубине до 5 и до 20 км. Высокие скорости с большой вертикальной амплитудой разнонаправленного современного движения блоков фиксируются также по разлому Карпинского, что и отражается в довольно высокой сейсмической активности, фиксируемой вдоль баренцевоморского побережья Кольского полуострова.

10. Основой для построения комплексных геофизических моделей земной коры региона Белого моря послужили цифровые основы гравиметрических, магнитных и петрофизических карт, а также результаты глубинных сейсмических зондирований как на акватории, так и на суше. 2D модели, опирающиеся на региональные ГСЗ профили, позволили уточнить плотностные и магнитные структуры локальных участков земной коры, согласованные с выделенными сейсмическими границами. Сложная мозаичная картина, представленная на полученных моделях, отражает слоисто-блоковое строение литосферы. Общую картину глубинного строения земной коры региона описывают разработанные 3D плотностная и магнитная модели. С их помощью выявлены связи неоднородностей распределения петрофизических параметров в земной коре и геофизических аномалий, определены положения плотностных слоев, соответствующих опорной скоростной модели региона. Отличительной особенностью 3D моделей региона является наличие субвертикальных структур, пронизывающих всю земную кору. В верхней части коры с ними связаны проявления кимберлитового магматизма: диатремы, силлы и трубки взрыва. Причиной образования таких структур может быть взаимодействие мантийного вещества с образованиями Фенноскандинавского щита и Русской плиты. Пространственное расхождение источников магнитных и гравитационных аномалий в ряде случаев объясняется различием механизмов геологических процессов, приводящих к их формированию.

11. Анализ и интерпретация значений времени пробега первых вступлений мантийных волн от крупных промышленных, а также обычных взрывов, полученных на длинных профилях ГСЗ и сетью сейсмических станций, позволили получить новые сведения о строении верхней мантии. Характерной ее особенностью является неоднородное строение, проявляющееся в чередовании тонких прослоев с разной сейсмической скоростью. Величина скорости в зонах волноводов выше 8.1 км/с, их мощность изменяется от 10 до 50 км. Скорость продольных волн возрастает с 8.0 км/с от границы Мохо до 8.5 км/с на глубине 200 км, до 9.0 км/с на 270 км и до 9.7 км/с на 450 км. Комплексование сейсмических наблюдений на длинных профилях показало, что мощный волновод в мантии, с которым иногда связывают понятие астеносферы, не обнаружен. Литосфера достаточно сложна и неоднородна по латерали, а астеносфера в ее классическом понимании отсутствует. Отражающие границы в нижней части верхней мантии наблюдаются на глубинах 410 и 660 км и характерны для всех древних платформ. Выделена промежуточная скоростная граница на 530 км.

12. Отмечается определенная корреляция рельефа поверхности Мохо со структурами поверхностного слоя земной коры. Так, под Кандалакшским грабеном наблюдается вытянутое вдоль простираня грабена поднятие в рельефе поверхности Мохо с отметками –38 км на северо-западе структуры до –35 км в центральной части грабена. Параллельно вдоль Керещкого рифта в рельефе поверхности Мохо отмечается линейная впадина с отметками от –39 км на северо-западе до –42 км на юго-востоке в районе Зимнего берега. Параллельно к северо-востоку в центральной части Кольского полуострова под Имандра-Варзуга-Усть-Понойским палеопротерозойским рифтогенным поясом в рельефе поверхности Мохо протягивается выступ мантии с глубинными отметками от –38 до –35 км. Под Усть-Мезенским грабеном также отмечается выступ мантии до отметки –34 км. Таким образом, можно отметить некоторую структурированность поверхности Мохо и адекватность ее поверхностным структурам земной коры Беломорья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

13. Одним из наиболее перспективных и одновременно сложных для изучения объектов Архангельской алмазонасной провинции являются кимберлитовые трубки взрыва. Использование современных геолого-геофизических подходов позволяет существенно повысить эффективность их исследования. Комплексование пассивных сейсмических методов и гамма-спектрометрии, радионейской съемки позволило получить модельное изображение трубки Пионерская месторождения им. М. В. Ломоносова и трубки Чидвинская Чидвинско-Ижмозерского кимберлитового поля.

Согласованность полученных результатов друг с другом и с известной геолого-геофизической информацией говорит о перспективности предложенных подходов для поиска и исследования кимберлитовых трубок ААП.

14. Вопрос нефтегазоносности Беломорского и Мезенского осадочных бассейнов остается нерешенным. Большая мощность и субплатформенное залегание образований рифея оставляют надежды на обнаружение залежей углеводородов. Наибольшие перспективы, вероятно, следует связывать с предтимаанской частью территории, где рифейские комплексы перекрыты достаточно мощной толщей (до 2.0–2.5 км) венд-палеозойских осадков. Однако необходимо учитывать длительный этап формирования этих пород, что привело к их уплотнению и, как результат, низкой пористости и проницаемости, а также сравнительно небольшое содержание органического вещества (ОВ). Большинство комплексов пород рифея пребывают на значительных глубинах, поэтому ОВ прошло все стадии катагенетических преобразований, а выделившиеся углеводороды могли сохраниться при условии ненарушенности покровов. Нельзя не учитывать и того, что в пределах палеорифтовой системы Белого моря вполне реально обнаружение и нетрадиционного типа месторождений УВ, связанных с породами фундамента в трещинных коллекторах. 66% гигантских месторождений нефти и газа связаны с рифтогенезом, т. е. со сводовыми структурами, в которых большую роль играют силы растяжения, сбросо- и трещинообразование, которым соответствуют выступы легких малоскоростных пород верхней мантии с вероятным скоплением флюидов, в том числе и УВ. Подобная ситуация просматривается и в строении фундамента РСБМ. Таким образом, главные надежды на обнаружение промышленных концентраций углеводородов надо связывать с прибортовыми частями рифтогенных грабенов (Понойского, Усть-Мезенского и Пешской впадины), а также с дезинтегрированными апикальными частями разделяющих их выступов кристаллического фундамента.

ЛИТЕРАТУРА

- Авенариус И. Г. Морфоструктурный анализ при изучении культурного и природного наследия Западно-Арктического региона России. М.: Paulsen, 2010. 190 с.
- Авенариус И. Г., Виталь А. Д., Фроль В. В. Новейшие тектонические движения в районе пролива Великая Салма (Белое море) // Теория и практика комплексных морских исследований в интересах экономики и безопасности Российского Севера. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 9–10.
- Аветисов Г. П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996а. 186 с.
- Аветисов Г. П. Тектонические факторы внутриплитной сейсмичности западного сектора Арктики // Физика Земли. 1996б. № 12. С. 59–71.
- Аккуратов М. В., Асминг В. Э., Виноградов Ю. А., Корчак П. А. Объединенная система контроля состояния Хибинского горного массива на базе сейсмических станций Кольского филиала ГС РАН и ОАО «Апатит» // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы VI Междунар. сейсмолог. школы. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 7–10.
- Андреичев В. Л., Соболева А. А., Хоуриган Дж. К. U-Pb возраст детритовых цирконов из терригенных отложений верхней части докембрийского разреза полуострова Канин // Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления: Материалы Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2017. С. 5–7.
- Андреичев В. Л., Соболева А. А., Сергеев С. А., Пресняков С. Л. Цирконовая хронология интрузивного магматизма полуострова Канин // Изв. вузов. Геология и разведка. 2018. № 4. С. 30–38.
- Аплонов С. В. Геодинамика: Учебник. СПб.: СПбГУ, 2001. 360 с.
- Аплонов С. В., Бурзин М. Б., Вейс А. Ф. и др. Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна. СПб.: Наука, 2006. 319 с.
- Арбузов С. И., Рихванов Л. П. Геохимия радиоактивных элементов: Учебное пособие. Томск: Томский политехн. ин-т, 2009. 315 с.
- Арзамасцев А. А., Арзамасцева Л. В., Глазнев В. Н., Раевский А. Б. Строение палеозойских щелочно-ультраосновных интрузий Кольского полуострова по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 2. С. 211–221.
- Арзамасцев А. А., Федотов Ж. А., Арзамасцева Л. В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
- Арзамасцев А. А., Федотов Ж. А., Арзамасцева Л. В., Травин А. В. Палеозойский толеитовый магматизм в Кольской провинции: ареал, возраст, связь с щелочным магматизмом // Докл. АН. 2010. Т. 430, № 5. С. 662–666.
- Арманд А. Д., Самсонова Л. Я. Морские отложения и голоценовая тектоника района Кандалакши // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л.: Наука, 1969. С. 96–116.
- Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 360 с.
- Артюшков Е. В., Колька В. В., Чехович П. А. Существование слоя пониженной вязкости в земной коре древних кратонов как причина сильно дифференцированного характера послеледниковых поднятий // Докл. АН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. С. 76–81.
- Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О. А. Богатикова. М.: МГУ, 2000. 524 с.
- Асминг В. Э. Создание программного комплекса для автоматизации детектирования, локации и интерпретации сейсмических событий и его использование для изучения сейсмичности Северо-Западного региона: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИДГ РАН, 2004. 25 с.
- Асминг В. Э., Баранов С. В. Использование спектрально- и частотно-временных вариаций сейсмических сигналов для различия землетрясений и взрывов в Евро-Арктическом регионе // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Междунар. сейсмологической школы (Петергоф, 2–6 окт. 2006 г.). Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 23–27.
- Асминг В. Э., Гурьева С. Н., Кузьмин И. А. и др. Сейсмологические исследования на территории Европейского Севера России и прилегающих районов Арктики // Основные результаты научно-исследовательских работ в 1992–1996 гг. / Под ред. И. А. Кузьмина. Апатиты: КНЦ РАН, 1996. 44 с.

- Асминг В. Э., Кременецкая Е. О., Евтюгина З. А., Виноградов Ю. А. Критерии идентификации взрывов и землетрясений для корректной оценки уровня сейсмической опасности промышленных объектов и прилегающих территорий (на примере Кольской АЭС) // Сейсмологические исследования в арктических и приарктических регионах / Под ред. чл.-корр. РАН Ф. Н. Юдахина. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 91–103.
- Асминг В. Э., Федоров А. В., Корчак П. А., Моторин А. Ю. Программный комплекс для мониторинга сейсмичности Хибинского горного массива LORS2: принципы построения и основные алгоритмы // Сейсмические приборы. 2020. Т. 56, № 2. С. 39–55.
- Ассиновская Б. А. Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Физика Земли. 1986. № 1. С. 101–106.
- Ассиновская Б. А. Инструментальные данные о землетрясениях Карельского региона // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 213–229.
- Ассиновская Б. А., Карпинский В. В. Ладожские сейсмические явления. СПб.: ВСЕГЕИ, 2020. 46 с.
- Ассиновская Б. А., Никонов А. А. Сводный каталог землетрясений Карельского региона за 1542–2003 гг. // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 218–222.
- Ассиновская Б. А., Габсатарова И. П., Панас Н. М., Юски М. Сейсмические события 2014–2016 гг. на Карельском перешейке и их природа // Сейсмические приборы. 2018. Т. 54, № 1. С. 40–61.
- Бабаянц П. С., Блох Ю. И., Зубов Е. И. и др. Интерпретация аэрогеофизических данных при поисках месторождений твердых полезных ископаемых // Разведка и охрана недр. 2006. № 5. С. 18–26.
- Балаганский В. В., Глазнев В. Н., Осипенко Л. Г. Раннепротерозойская эволюция СВ Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.
- Балаганский В. В., Горбунов И. А., Мудрук С. В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3 (26). С. 5–11.
- Балашов Ю. А. Детальная AR_2 - PR_1 -геохронологическая шкала Балтийского щита // Докл. АН. 1995. Т. 343, № 4. С. 513–516.
- Балуев А. С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23–38.
- Балуев А. С., Журавлев В. А. Геологическое строение и тектоническая эволюция дочетвертичного ложа Белого моря и прилегающих территорий // Система Белого моря. Т. 4: Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир, 2017. С. 16–84.
- Балуев А. С., Терехов Е. Н. Разноглубинные ксенолиты из девонских интрузий Кольского полуострова – ключ к расшифровке палеодинамических условий проявления щелочного магматизма // Докл. АН. 2006. Т. 406, № 5. С. 651–655.
- Балуев А. С., Терехов Е. Н. К вопросу о причинах приуроченности (унаследованности) авлакогенов к палеопротерозойским подвижным поясам // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: Материалы междунар. науч. конф. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 23–27.
- Балуев А. С., Терехов Е. Н. Хибино-Контозерская тектоническая зона – структура пропагации Восточно-Баренцевского рифтогенного трога // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 33–37.
- Балуев А. С., Моралев В. М., Гоникберг В. Е. и др. Структурные парагенезы континентального рифтинга // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 13–15.
- Балуев А. С., Моралев В. М., Глуховский М. З. и др. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–43.
- Балуев А. С., Васильева Т. И., Глуховский М. З. и др. Геодинамическая эволюция палеорифтовых систем Белого и Баренцева морей // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. Тектоника, стратиграфия, литология. Материалы Всерос. науч. конф. М.: Связь-принт, 2002. С. 23–25.
- Балуев А. С., Моралев В. М., Пржиялговский Е. С. и др. О вероятном эндогенном происхождении конгломератоподобных пород юго-восточного побережья Белого моря // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 4. С. 412–424.
- Балуев А. С., Глуховский М. З., Терехов Е. Н. Об эндогенном происхождении и возрасте брекчиевидных пород юго-восточного Беломорья // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере: Материалы XI Междунар. науч. конф. (Сыктывкар, 20–22 сент. 2005 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 24–26.
- Балуев А. С., Пржиялговский Е. С., Терехов Е. Н. Экспедиционные работы 2007 г. на южном берегу Баренцева моря и в центральной части Кандалакшского залива Белого моря // Информационный бюллетень «Новости МПП 2007/08 в Российской Федерации и в мире» (февраль 2008 г.). № 12. С. 16–19.

- Балуев А. С., Журавлев В. А., Пржиялговский Е. С. Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря // Докл. АН. 2009а. Т. 427, № 3. С. 348–353.
- Балуев А. С., Пржиялговский Е. С., Терехов Е. Н. Новые данные по тектонике Онежско-Кандалакшского палеорифта (Белое море) // Докл. АН. 2009б. Т. 425, № 2. С. 199–203.
- Балуев А. С., Кузнецов Н. Б., Зыков Д. С. Новые данные по строению литосферы и истории формирования Западно-Арктического шельфа (моря Белое и Баренцево) // Строение и история развития литосферы (серия «Вклад России в Международный полярный год»). М.: Paulsen, 2010. С. 252–292.
- Балуев А. С., Журавлев В. А., Терехов Е. Н., Пржиялговский Е. С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий масштаба 1 : 500 000»). М.: ГЕОС, 2012. 104 с.
- Балуев А. С., Морозов Ю. А., Терехов Е. Н. и др. Тектоника области сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы // Геотектоника. 2016. № 5. С. 3–35.
- Балуев А. С., Брусиловский Ю. В., Иваненко А. Н. Структура земной коры Онежско-Кандалакшского палеорифта по данным комплексного анализа анамального магнитного поля акватории Белого моря // Геодинамика и тектонофизика. 2018а. Т. 9, № 4. С. 1294–1312.
- Балуев А. С., Колодяжный С. Ю., Терехов Е. Н. и др. Проблемы времени заложения и тектонической эволюции Онежско-Кандалакшского палеорифта в свете данных изотопной геохронологии // Изв. вузов. Геология и разведка. 2018б. № 5. С. 5–11.
- Балуев А. С., Морозов Ю. А., Терехов Е. Н. и др. Массивы дезинтегрированных гранитоидов в зоне сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ: состав, возраст и углеводородный потенциал // Геотектоника. 2020. № 2. С. 32–47.
- Баранов С. В., Прокудина А. В. Распознавание взрывов и землетрясений при обработке сейсмологических данных в Евроарктическом регионе // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы 2-й междунар. сейсмологической школы (Пермь, 13–17 авг. 2007 г.). Обнинск: ГС РАН, 2007. С. 21–25.
- Баранов С. В., Асминг В. Э., Виноградов А. Н., Виноградов Ю. А. Результаты инструментальных сейсмологических исследований на Кольском полуострове // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина. Кн. 1: Землетрясения. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 173–182.
- Баранов С. В., Виноградов А. Н., Николаева С. Б., Петров С. И. Сейсмичность Кольского полуострова по инструментальным данным // Материалы 6-й Междунар. сейсмологической школы «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных» (Апатиты, 15–19 авг. 2011 г.). Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 47–51.
- Баранов С. В., Жукова С. А., Корчак П. А., Шебалин П. Н. Продуктивность техногенной сейсмичности // Физика Земли. 2020. № 3. С. 40–51.
- Баранская А. В., Романенко Ф. А. Дифференцированные вертикальные движения и блоковая тектоника побережий Кандалакшского залива Белого моря // Материалы IV Междунар. науч.-практ. конф. молодых ученых и специалистов памяти акад. А. П. Карпинского (16–20 февр. 2015 г.). СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. С. 5–9.
- Баренцевская шельфовая плита / ПГО «Севморгеология». «ВНИИОкеангеология». Труды. Т. 196 / Под ред. акад. И. С. Грамберга. Л.: Недра, 1988. С. 50–51.
- Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М.: ИЛРАН, 2002. 48 с.
- Баянова Т. Б., Пожиленко В. И., Смолькин В. Ф. и др. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Прил. № 3 к монографии «Геология рудных районов Мурманской области». Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 53 с.
- Беляев К. Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского п-ова // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 218–225.
- Беляев О. А. Древнейший фундамент Терской структурной зоны // Геологическое строение и развитие структурных зон Кольского полуострова. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1980. С. 3–14.
- Беляцкий Б. В., Никитина Л. П., Савва Е. В., Левский Л. К. Изотопные характеристики лампроитовых даек восточной части Балтийского щита // Геохимия. 1997. № 6. С. 658–662.
- Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb исследования сфенов и рутилов // Геохимия. 1999. № 8. С. 842–857.
- Богатилов О. А., Гаранин В. К., Кононова В. А. и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). М.: МГУ, 1999. 524 с.

- Богданов Н. А.* О тектонической эволюции окраинных морей // Проблемы глобальной геодинамики: Материалы теоретического семинара ОГГГН РАН, 1998–1999 гг. / Под ред. Д. В. Рундквиста. М.: ГЕОС, 2000. С. 159–169.
- Богданова С. В.* Земная кора Русской платформы / Тр. ГИН АН СССР. Вып. 408. М.: Наука, 1986. 224 с.
- Богданова С. В., Писаревский С. А., Ли Ч. Х.* Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17, № 3. С. 29–45.
- Божко Н. А.* Гранулито-гнейсовые пояса – зоны периодически постоянной мобильности // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: Материалы XXXIX Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 29–32.
- Борисова Т. П., Герцева М. В., Егоров А. Ю. и др.* Докембрийский континент Арктида – новые кинематические реконструкции позднедокембрийско-раннепалеозойской коллизии Арктиды и Европы (Балтии) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы XXXVI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 68–71.
- Булатов В. Н.* Русский Север. Книга четвертая: Свет Полярной звезды. Архангельск: Поморский гос. ун-т, 2002. 272 с.
- Булин Н. К., Богданов Ю. Б., Супруненко Э. И.* Глубинное строение и элементы палеотектоники Кольско-Мезенского геоблока в полосе геотраверса Мурманск – Кызыл // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 59–71.
- Буш В. А., Калмыков Б. А.* Новые данные по домезозойскому внутриплитному магматизму Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2015. № 5. С. 43–61.
- Валеев Р. Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.
- Вейс А. Ф., Федоров Д. Л., Кузьменко Ю. Т. и др.* Микрофоссилии в биостратиграфии рифея Севера Восточно-Европейской платформы (Мезенская синеклиза) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 6. С. 16–35.
- Верба М. Л., Иванова Н. М., Кацев В. А. и др.* Результаты сейсмических исследований по опорным профилям АР-1 и АР-2 в Баренцевом и Карском морях // Разведка и охрана недр. 2001. № 10. С. 3–7.
- Вержак Д. В., Гаранин К. В.* Экологические проблемы освоения месторождений алмаза Архангельской алмазодонной провинции и некоторые пути их решения // Геология алмаза – настоящее и будущее. Воронеж: ВГУ, 2005. 246 с.
- Верзилин Н. Н., Бобков А. А.* По следам послеледниковых сейсмических проявлений в северо-восточном ограничении губы Чупа Белого моря // Экскурсии в геологии: Коллективная монография V / Под ред. Е. М. Нестерова. СПб.: РГПУ им. А. И. Герцена, 2009. С. 40–49.
- Ветрин В. Р.* Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты: КФ АН СССР, 1984. 124 с.
- Виноградов А. Н., Виноградова Г. В.* Рудно-магматическая система Юовоайвского гранит-порфирового комплекса. Апатиты: КФАН СССР, 1987. 92 с.
- Виноградов А. Н., Виноградов Ю. А., Кременецкая Е. О., Петров С. И.* Формирование системы сейсмологического и инфразвукового мониторинга в западной Арктике в XX веке и перспективы ее дальнейшего развития // Вестник Кольского научного центра РАН. 2012. № 4. С. 140–156.
- Виноградов Ю. А.* Сейсмоакустический комплекс «Апатиты» – современный инструмент мониторинга природной среды // Физическая акустика. Распространение и дифракция волн. Геоакустика: Сб. тр. XVI сессии Российского акустического общества. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 358–362.
- Виноградов Ю. А., Кременецкая Е. О.* Об уточнении линейно-доменной модели Кандалакшской сейсмогенной зоны на основе современных данных // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы XI Междунар. сейсмологической школы / Отв. ред. А. А. Маловичко. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2016. С. 93–97.
- Виноградов Ю. А., Виноградов А. Н., Евтюгина З. А.* Применение совместного сейсмического и инфразвукового методов регистрации для выделения сигналов, вызванных наземными взрывами // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы 2-й междунар. сейсмологической школы (Пермь, 13–17 авг. 2007 г.). Обнинск: ГС РАН, 2007. С. 67–70.
- Виноградов Ю. А., Асминг В. Э., Кременецкая Е. О., Жиров Д. В.* Современная сейсмичность на территории Мурманской области и ее проявление в горно-промышленных зонах // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2016. № 1. С. 62–70.
- Вревский А. Б., Матреничев В. А., Ружьева М. С.* Петрология коматитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 587–617.
- Гаврилов В. П., Дворецкий П. И., Дунаев В. Ф. и др.* Геология и нефтегазоносность Московской и Мезенской синеклиз. М.: Недра, 2000. 144 с.

- Галдобина Л. П. Генетические типы шунгитосодержащих и шунгитовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород зонежской свиты людиковия // Палеовулканология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразование докембрия. Петрозаводск, 2001. С. 72.
- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента Севера Русской плиты. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 212 с.
- Гейко В. С. Тейлорово приближение волнового уравнения и уравнения эйконала в обратных сейсмических задачах // Геофиз. журн. 1997. Т. 19, № 3. С. 48–68.
- Гемп К. П. Сказ о Беломорье. Словарь поморских речей. 2-е изд., доп. М.: Наука; Архангельск: Поморский гос. ун-т, 2004. 637 с.
- Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна. СПб.: Наука, 2006. 319 с.
- Геология СССР. Т. XXVII. Мурманская область. Ч. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 716 с.
- Гилярова М. А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л.: Недра, 1974. 218 с.
- Гипсометрическая карта поверхности кристаллического фундамента Центральной и Северной частей Восточно-Европейской платформы. М-б 1 : 2 500 000 / Отв. ред. В. П. Орлов, Д. Л. Федоров. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2001.
- Гирнис А. В., Рябчиков И. Д., Богатиков О. А. Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 121 с.
- Глазнев В. Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: КаЭМ, 2003. 252 с.
- Глебовицкий В. А., Миллер Ю. В., Другова Г. М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
- Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.
- Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала / Ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. 194 с.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: интерпретация материалов по опорному профилю I-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. Т. 1. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. 408 с.
- Глуховский М. З., Моралев В. М., Кузьмин М. И. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 6. С. 3–15.
- Годзиковская А. А., Асминг В. Э., Виноградов Ю. А. Ретроспективный анализ первичных материалов по сейсмичности Кольского полуострова и прилегающих территорий в XX веке / Отв. ред. А. Н. Виноградов. М.: Ваш полиграфический партнер, 2010. 132 с.
- Головин Н. Н. Геологическое строение, минеральный состав и условия образования щелочно-ультраосновных пород Кепинской площади (Архангельская алмазоносная провинция): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 2003. 31 с.
- Голубев Ю. К., Ваганов В. И., Прусакова Н. А. Принципы прогнозирования алмазоперспективных площадей на Восточно-Европейской платформе // Руды и металлы. 2005. № 1. С. 55–70.
- Горбатилов А. В., Цуканов А. А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. 2011. № 4. С. 96–112.
- Горбатилов А. В., Степанова М. Ю., Кораблев Г. Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование с помощью микросейсм // Физика Земли. 2008. № 7. С. 66–84.
- Горбатилов А. В., Ларин Н. В., Моисеев Е. И., Беляшов А. В. Применение метода микросейсмического зондирования для изучения строения погребенной трубки взрыва // Докл. АН. 2009. Т. 428, № 4. С. 526–530.
- Горбатов Е. С., Сорокин А. А., Мараханов А. В., Ларьков А. С. Результаты детальных палеосейсмологических исследований в районе п-ова Киндо, Карельский берег Белого моря // Вопросы инженерной сейсмологии. 2017. Т. 44 (3). С. 5–24.
- Горшков Г. П. О сейсмичности восточной части Балтийского щита // Тр. Сейсмологического ин-та. Вып. 119. М.; Л., 1947. С. 86–96.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Р-(35)–37 – Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 322 с.
- Государственная геологическая карта РФ. М-б 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-38–40 – о. Колгуев. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 288 с.
- Государственная геологическая карта РФ. М-б 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Q-(35)–37 – Кировск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 268 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-(35), 36 – Апатиты. Объяснительная записка. Мурманск; СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009а. 487 с.

- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-37 – Архангельск. Объяснительная записка. Мурманск; СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009б. 338 с.*
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист Q-38 – Мезень. Объяснительная записка. Мурманск; СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009в. 350 с.*
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист Q-38 – Мезень. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 350 с.*
- Гражданкин Д. В.* Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11, № 4. С. 3–23.
- Грачев А. Ф.* Рифтогенные зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.
- Григораш О. Ф.* Алмазная эра. Архангельск: Карандаш, 2021.
- Гродницкий Л. Л.* Закономерности размещения свекофеннских диафоритов в Беломорском подвижном поясе // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1998. С. 88–95.
- Губайдуллин М. Г.* Физико-геологические модели поисковых объектов // Литосфера и гидросфера европейского Севера России. Геоэкологические проблемы. Екатеринбург: УрО РАН, 2001а. С. 57–63.
- Губайдуллин М. Г.* Региональные геолого-геофизические модели литосферы // Литосфера и гидросфера европейского Севера России. Геоэкологические проблемы. Екатеринбург: УрО РАН, 2001б. С. 48–56.
- Данилов К. Б.* Применение метода микросейсмического зондирования для изучения трубки взрыва им. М. В. Ломоносова (Архангельская алмазоносная провинция) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. Вып. 17, № 1. С. 231–237.
- Дельво Д.* Рифтообразование в западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы (обзор) // Геотектоника. 1992. № 3. С. 79–89.
- Добрецов Н. Л.* Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели Земли // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 6. С. 761–784.
- Добрынина М. И.* Рифтогенез в геологической истории докембрия северной части Русской плиты // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 71–78.
- Долгинов Е. А., Д'Альмейда Ж. А.* Соотношение рифтов позднего фанерозоя со структурами докембрия в Африкано-Аравийском регионе // Геотектоника. 2002. № 5. С. 89–96.
- Другова Г. М., Глебовицкий В. А., Климов Л. В. и др.* Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972. 225 с.
- Евзеров В. Я.* Маргинальные образования одной из стадий поздневалдайского оледенения на Кольском полуострове и в северной части Беломорской котловины // Докл. АН. 1996. Т. 348, № 5. С. 681–682.
- Евзеров В. Я.* Позднеплейстоцен-голоценовые трансгрессии на побережьях Мурмана и Белого моря в связи с дегляциацией // Геоморфология. 2012. № 4. С. 53–64.
- Евзеров В. Я.* Цунами в Белом море (о событии 5 января 1888 года) // Вестник Воронежского ун-та. 2013. № 2. С. 181–183.
- Евзеров В. Я., Николаева С. Б.* Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона // Геоморфология. 2000. № 1. С. 61–73.
- Евзеров В. Я., Николаева С. Б.* Сейсмоструктурные последствия развития покровных оледенений четвертичного периода в Кольском регионе // Геоморфология. 2003. № 2. С. 61–64.
- Евзеров В. Я., Самойлович Ю. Г.* Реконструкция северо-восточной краевой области скандинавского ледникового покрова в поздневалдайское время // Геоморфология. 1998. № 4. С. 65–70.
- Евзеров В. Я., Колька В. В., Корсакова О. П., Николаева С. Б.* Реконструкция палеоэкологических обстановок позднего плейстоцена – голоцена в Кольском регионе // Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2010. С. 491–505.
- Евзеров В. Я., Виноградов А. Н., Николаева С. Б.* Геодинамика Беломорской котловины в голоцене // Вестник Кольского научного центра РАН. 2014. № 2 (17). С. 50–57.
- Евзеров В. Я., Виноградов А. Н., Николаева С. Б.* Новейший этап развития Беломорской котловины // Докл. АН. 2016. Т. 471, № 4. С. 450–454.
- Егоркин А. В.* Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР / Ред. В. В. Белоусов, Н. И. Павленкова, Г. И. Кветковская. М.: Наука, 1991. С. 118–135.
- Егоркин А. В.* Строение верхней мантии под Далдыно-Алтайским кимберлитовым полем по сейсмограммам ядерных взрывов // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, № 1. С. 24–37.
- Еременко А. В.* Особенности геологического строения, вещественного состава и геодинамики формирования трубок взрыва Ижмозерского поля Архангельской алмазоносной провинции: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 2004а. 24 с.

- Еременко А. В. Особенности состава хромшпинелидов трубок взрыва Ижмозерского поля Архангельской алмазонасной провинции как отражение геодинамики их формирования // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2004б. № 1. С. 84–92.
- Журавлев В. А. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22–26.
- Журавлев В. А., Шпилов Э. В. Новые данные о тектонике и структуре осадочного чехла Беломорской рифтовой системы // Докл. АН. 2007. Т. 417, № 6. С. 1–5.
- Журавлев В. А., Шпилов Э. В. Строение бассейнов Беломорской рифтовой системы // Океанология. 2008. Т. 48, № 1. С. 123–131.
- Журавлев В. А., Варламова А. А., Рыбалко А. Е. Четвертичные отложения Белого моря и их связь с древними геологическими структурами // Материалы XIV междунар. конф. Ч. 1. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 195–197.
- Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Сулова С. Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.; Л.: Наука, 1964. 207 с.
- Зандер В. Н. Геологическое строение и перспективы рудоносности фундамента склонов Балтийского щита. Л.: Недра, 1972. 152 с.
- Зандер В. Н., Томашунас Ю. И., Берковский А. Н. и др. Геологическое строение фундамента Русской плиты. М.: Недра, 1967. 124 с.
- Зарецкая Н. Е., Лудикова А. В., Шварев С. В. и др. Палеосейсмогенные тектонические рвы – уникальные архивы истории Белого моря в голоцене // Геоморфология. 2020. № 4. С. 45–57.
- Зверев В. Л., Крацов А. И., Илупин И. П. и др. Изотопы урана в кимберлитовом магматизме Восточной Сибири // Докл. АН. 1979. Т. 245, № 4. С. 946–950.
- Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина. Кн. 2: Микросейсмичность. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 96 с.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1977. 229 с.
- Зоненшайн Л. П., Гольмшток А. Я., Хатчинсон Д. Структура Байкальского рифта // Геотектоника. 1992. № 5. С. 63–77.
- Зуева И. А., Лебедев А. А. Сейсмический эффект промышленных взрывов Костомукшского ГОК // Вестник Мурманского гос. техн. ун-та. 2020. Т. 23, № 1. С. 22–28.
- Зыков Д. С., Колодяжный С. Ю., Балуев А. С. Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. Геология. Вып. 2. 2008. Т. 83. С. 15–25.
- Иваников В. В., Рухлов А. С. Геохимия и петрогенезис мелилитит-нефелинит-карбонатитовой дайковой серии Турьего полуострова (Кандалакшский залив Белого моря) // Зап. Всесоюз. мин. об-ва. 1998. Ч. СХХVII, № 2. С. 10–25.
- Казанин Г. С., Журавлев В. А., Павлов С. П. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть. 2006. № 2. С. 26–28.
- Казьмин В. Г., Бяков А. Ф. Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20–31.
- Калинкин М. М., Арзамасцев А. А., Поляков И. В. Кимберлиты и родственные породы Кольского полуострова // Петрология. 1993. Т. 1, № 2. С. 205–214.
- Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей / Гл. ред. Н. И. Николаев. 1 : 5 000 000. М., 1979. 4 л.
- Каулина Т. В., Богданова М. Н. Основные этапы развития Северо-Западного Беломорья (по U-Pb изотопным данным) // Литасфера. 2000. № 12. С. 85–97.
- Кириллова-Покровская Т. А., Дьяченко А. Б. Дочехольное основание прибрежных зон Западно-Арктических морей // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 3. Специальное издание, посвящ. 40-летию МАГЭ. М.: ГЕОС, 2011. С. 45–58.
- Кирнос Д. П., Харин Д. А., Шебалин Н. В. История развития инструментальных сейсмических наблюдений в СССР // Землетрясения в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 9–66.
- Киселев Г. П., Данилов К. Б., Яковлев Е. Ю., Дружинин С. В. Радиометрические и сейсмометрические исследования кимберлитовой трубки Чидвинская (Архангельская алмазонасная провинция) // Вестник КРАУНЦ: Науки о Земле. 2016. Вып. 30, № 2. С. 43–53.
- Колодяжный С. Ю. Структурные парагенезисы и кинематика центрально-карельской зоны сдвиговых деформаций (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 2. С. 59–79.
- Колодяжный С. Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое // Тр. Геол. ин-та РАН. Вып. 572. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.

- Колодяжный С. Ю.* Область динамического влияния Арктической зоны спрединга на северо-востоке Восточно-Европейской плиты // Геология полярных областей Земли: Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 280–285.
- Колодяжный С. Ю., Балуев А. С., Зыков Д. С.* Структура и эволюция северо-запада Беломорско-Северодвинской зоны сдвига в позднем протерозое и фанерозое (Восточно-Европейская платформа) // Геотектоника. 2019. № 1. С. 62–86.
- Колька В. В., Евзеров В. Я., Мёллер Я. Й., Корнер Д. Д.* Последледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова / Ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 15–25.
- Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С. и др.* Перемещение береговой линии Белого моря и гляциоизостатическое поднятие суши в голоцене (район поселка Кузема, северная Карелия) // Докл. АН. 2012. Т. 442, № 2. С. 263–267.
- Колька В. В., Евзеров В. Я., Мёллер Я. Й., Корнер Д. Д.* Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Изв. РАН. 2013а. № 1. С. 73–88.
- Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С. и др.* Реконструкция относительного положения уровня Белого моря в голоцене на Карельском берегу (район пос. Энгозеро, северная Карелия) // Докл. АН. 2013б. Т. 449, № 5. С. 587–592.
- Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С. и др.* Временная последовательность перемещения береговой линии Белого моря в голоцене по данным изучения донных отложений озер района Кузема (Северная Карелия) // Изв. РГО. 2014. Т. 146, вып. 6. С. 14–26.
- Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С., Толстоброва А. Н.* Восстановление относительного положения уровня Белого моря в позднеледниковье и голоцене по данным литологического, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования донных отложений малых озер в районе пос. Чупа (северная Карелия) // Вестник МГТУ. 2015. Т. 18, № 2. С. 255–268.
- Колька В. В., Корсакова О. П., Толстоброва А. Н. и др.* Дифференцированные движения морфотектонических блоков на побережье Белого моря (район пос. Чупа) // Геология морей и океанов: Материалы XXII Международ. науч. конф. (Школы) по морской геологии (г. Москва, 20–24 ноября 2017 г.). Т. III. М.: ГЕОС, 2017. С. 194–198.
- Колька В. В., Корсакова О. П., Толстоброва А. Н. и др.* Количественные показатели дифференцированных движений морфотектонических блоков на побережье Кандалакшского залива Белого моря // Тр. Ферсман. науч. сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. № 15. С. 205–208.
- Кольская сверхглубокая.* Научные результаты и опыт исследований / Гл. ред. В. П. Орлов, Н. П. Лаверов. М., 1998. 260 с.
- Кольский Филиал Единой Геофизической Службы РАН* [сайт]. URL: <http://krsc.ru/?q=ru/about> (дата обращения 06.12.2020 г.).
- Конанова Н. В.* Объемные модели гравиметрического поля Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 9. С. 3–5.
- Кондорская Н. В., Шебалин Н. В.* (ред.). Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 536 с.
- Коноплева Н. Г.* Основные вопросы стратиграфии верхнего докембрия Балтийского щита и прилегающих территорий // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 125–129.
- Константиновский А. А.* Рифейский Онежско-Кандалакшский грабен Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1977. № 3. С. 38–45.
- Контарович Р. С., Цыганов В. А.* Проблемы и перспективы развития геофизических технологий при поисках коренных месторождений алмазов // Геофизика. 2000. № 4. С. 52–57.
- Копп М. Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с.
- Коротков Ю. В.* Поиск скрытых кимберлитовых тел с использованием импульсной индуктивной электроразведки в Архангельской алмазоносной провинции: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 2011. 26 с.
- Костомукинский рудный район* (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. В. Я. Горьковец, Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 322 с.
- Костюченко С. Л.* Структура и тектоническая модель земной коры Мезенской синеклизы по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Геология и охрана недр. 1995. № 5. С. 2–7.
- Костюченко С. Л., Романюк Т. В.* О природе Мезенского гравитационного максимума // Физика Земли. 1997. № 12. С. 3–22.

- Косыгин Ю. А., Маслов Л. А. Основные типы хрупких и нехрупких геологических дислокаций и их взаимодействии // Тектонические процессы: Докл. сов. геологов на XXVIII сессии МГК (Вашингтон, июль 1988). М.: Наука, 1989. С. 193–201.
- Котова Л. Н., Подковыров В. Н. Раннепротерозойские ортопороды в свековарелидах пояса Саво, Западное Приладожье: геохимические особенности, стратиграфия // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2014. Т. 22, № 5. С. 3–21.
- Кошечкин Б. И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 160 с.
- Крамм У., Козарко Л. Н., Кононова В. А. Средний и поздний девон – краткий период магматической активности в палеозойской Кольской щелочной провинции (Россия и Финляндия) // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 148–168.
- Кративнер Р. Б. Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15–16 тысяч лет // Геотектоника. 2006. № 3. С. 39–51.
- Красилов С. А., Коломиец М. В., Акимов А. П. Организация процесса обработки цифровых сейсмических данных с использованием программного комплекса WSG // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 77–83.
- Краснопевцева Г. А., Шукин Ю. К. Объемная глубинная модель Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 75–85.
- Крутиховская З. А., Негруца В. З., Елисеева С. В. Историко-геологические предпосылки возникновения региональных магнитных аномалий восточной части Балтийского щита // Геофиз. журн. 1986. Т. 8, № 5. С. 67–78.
- Кузнецов Н. Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды, ороген Протоуралид-Тиманид и продукты его размыва в Арктике // Докл. АН. 2006. Т. 411, № 6. С. 788–793.
- Кузнецов Н. Б. Кембрийский ороген протоуралид-тиманид: структурные доказательства коллизионной природы // Докл. АН. 2008. Т. 423, № 6. С. 774–779.
- Кузнецов Н. Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды – начальный этап «собираения» северной части позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи // Бюллетень МОИП. Отд. Геологии. 2009. Т. 54. Вып. 1. С. 18–38.
- Кузнецов Н. Б., Удоратина О. В., Андричев В. Л. Палеозойские преобразования доуралид и проблема геодинамической эволюции Уральской окраины Восточно-Европейского континента в палеозое // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2000. № 9. С. 18–25.
- Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Удоратина О. В., Герцева М. В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
- Кузнецов Н. Б., Балух А. С., Терехов Е. Н. и др. Ограничение возраста терской свиты (Терский берег Белого моря) и возможные источники сноса обломочного материала // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы ЛП Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2020. С. 357–361.
- Куликов В. С., Куликова В. В., Лавров Б. С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.
- Куликов Н. В., Коновалов В. А., Медведев С. А., Чигвинцев В. Д. Новые данные о геологическом строении севера Кольского полуострова // Разведка и охрана недр. 2007. № 4. С. 22–25.
- Кушцова А. В., Худoley А. К., Дэвис В. и др. Возраст и источники сноса песчаников приозерской и салминской свит рифея в восточном борту Пашско-Ладожского бассейна (южная окраина Балтийского щита) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2011. Т. 19, № 2. С. 3–19.
- Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: Правда Севера, 2004. 281 с.
- Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б., Полякова Е. В., Минеев А. Л. Цифровое моделирование рельефа для прогноза площадей, перспективных на нефть и алмазы // Актуальные проблемы нефти и газа. 2019. Вып. 1 (24).
- Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б., Полякова Е. В., Минеев А. Л. Применение цифровых моделей рельефа (ЦМР) для выделения тектонических структур древних платформ (на примере северо-запада Русской плиты). Пенза: Научно-издательский центр «Социосфера», 2020. 378 с.
- Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 233 с.
- Латин А. В., Толстов А. В. О геохимических типах кимберлитов // Щелочной магматизм и его рудоносность. Киев: Логос, 2007. С. 139–142.
- Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- Ларченко В. А., Степанов В. П., Минченко Г. В. и др. Алмазоносность кимберлитов и родственных им пород Зимнего берега // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2004. № 2. С. 134–147.
- Леонов М. Г. Безофиолитовые коллизионные швы // Известия вузов. Геология и разведка. 1990. № 8. С. 3–17.
- Леонов М. Г. Тектоника консолидированной коры (Тр. ГИН РАН; вып. 575). М.: Наука, 2008. 457 с.

- Леонов М. Г. Внутриплитные зоны концентрированной деформации // Геотектоника. 2012. № 6. С. 3–28.
- Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю. Структурно-кинематические ансамбли и некоторые особенности постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 5. С. 19–44.
- Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Зыков Д. С. и др. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива (Труды ГИН РАН; вып. 536). М.: ГЕОС, 2001. 120 с.
- Леонов Ю. Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.
- Леонов Ю. Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
- Лобач-Жученко С. Б., Бибилова Е. В., Другова Г. М. и др. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой Губы северо-западного Беломорья // Петрология. 1993. Т. 1. С. 657–677.
- Лобач-Жученко С. Б., Бибилова Е. В., Другова Г. М. и др. Архейский магматизм района оз. Нотозера северо-западного Беломорья: Изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 593–621.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Степанов В. С. и др. Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизонная зона Балтийского щита // Докл. АН. 1998. Т. 358, № 2. С. 226–229.
- Ломоносов М. В. Полное собрание сочинений в 10-ти т. Изд. 2-е, исправленное и дополненное. Тр. по минералогии, металлургии и горному делу 1741–1763 / Гл. ред. Ю. С. Осипов. М.; СПб.: Наука, 2011. Т. 5. 556 с.
- Лукашов А. Д. Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.
- Лукашов А. Д. Геодинамика новейшего времени // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 150–191.
- Любцов В. В., Предовский А. А. К стратиграфии верхнепротерозойских отложений Кольского побережья (Баренцевоморский регион) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6, № 3. С. 17–28.
- Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / Ред. Ф. П. Митрофанов, В. Ф. Смолькин. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 258 с.
- Макаров В. И., Щукин Ю. К., Юдахин Ф. Н. Позиция Соловецких островов в неотектонической структуре Беломорья, их природа и современная геодинамика // Литосфера. 2007. № 3. С. 86–94.
- Макиевский С. И., Николаева К. А. О тектонике СЗ Кольского полуострова // Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. М.: Наука, 1966. С. 3–15.
- Маловичко А. А., Габсатарова И. П., Чепкунас Л. С., Старовойт О. Е. Инструментальные и сейсмологические наблюдения на Восточно-Европейской платформе // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина. Кн. 1: Землетрясения. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 14–66.
- Мальков Б. А. Ксенолиты и ксенокристы в кимберлитах России. Сыктывкар: Коми пединститут, 2009. 96 с.
- Мараханов А. В., Романенко Ф. А. Новые данные о послеледниковых сейсмодислокациях Северной Карелии (Карельский берег Белого моря) // Юдахинские чтения. Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI в.: Материалы докл. Всерос. конф. с междунар. участием. Архангельск: Ин-т экологических проблем Севера, 2014. С. 137–140.
- Маслов А. В., Гражданкин Д. В., Подковыров В. Н. и др. Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 3. С. 290–312.
- Маслов А. В., Шевченко В. П., Подковыров В. Н. и др. Особенности распределения элементов-примесей и редкоземельных элементов в современных донных осадках нижнего течения р. Северная Двина и Белого моря // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 6. С. 463–492.
- Материалы совместного заседания Совета РАН по координации деятельности региональных отделений и региональных научных центров РАН и Научного совета РАН по изучению Арктики и Антарктики, 31 марта – 2 апреля 2010 г., г. Архангельск. Екатеринбург: УрО РАН, 2010.
- Медведев С. А., Медведев Ст. А., Коновалов В. А. Новые данные о геологическом строении северной части Кольского полуострова (блок Рыбачий-Средний) // Отечественная геология. 2009. № 6. С. 60–65.
- Милановский Е. Е. Новейшая глобальная активизация рифтогенеза как проявление экспансионистской фазы пульсации Земли в плиоцен-антропогене // Вестник МГУ. Сер. 4, Геология. 1994. № 1. С. 10–29.
- Милашев В. А. Трубки взрыва. Л.: Недра, 1984. 268 с.
- Миллер Ю. В., Милькевич Р. И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 2005. № 6. С. 80–93.
- Миц М. В., Глазнев В. Н., Конилов А. Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 278 с.
- Миц М. В., Берзин Р. Г., Заможная Н. Г. и др. Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 157–190.

- Миц М. В., Сулейманов А. К., Заможняя Н. Г., Ступак В. М. Объемная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита: профили 1-ЕВ, 4В, FIRE-1 // Модели земной коры и верхней мантии: Материалы Междунар. науч.-практ. семинара. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 115–119.
- Миц М. В., Сулейманов А. К., Бабаянц П. С. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2-х т. + комплект цветных приложений. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.
- Митрофанов Ф. П., Предовский А. А., Любцов В. В. и др. Верхнепротерозойские осадочные толщи Кильдинско-Беломорско-Мезенской площади как объект прогнозирования энергоносителей. Апатиты: КНЦ РАН, 1999. 61 с.
- Митрофанов Ф. П., Предовский А. А., Любцов В. В., Чикирев И. В. Структурная зональность прибрежной области Кольского полуострова в связи с перспективами ее нефтегазоносности // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 1. С. 151–160.
- Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования: Материалы Междунар. науч.-практ. семинара. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 245 с.
- Моралев В. М., Аракелянц М. М., Балугев А. С. и др. Новые данные о среднепалеозойском магматизме севера Восточно-Европейской платформы // Докл. АН. 1998а. Т. 361, № 4. С. 514–517.
- Моралев В. М., Балугев А. С., Глуховский М. З. и др. Структурное положение проявлений среднепалеозойского магматизма на Восточно-Европейской платформе // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998б. № 2. С. 16–27.
- Моралев В. М., Балугев А. С., Васильева Т. И. и др. Основные этапы структурной эволюции разломно-трещинной сети рифтовой системы Белого моря // Тектоника, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1: Тектоника, стратиграфия, литология. М.: Связь-Принт, 2002а. С. 70.
- Моралев В. М., Балугев А. С., Ларин Н. В. и др. Геохимия РЗЭ и зональность размещения щелочных пород Беломорского дайкового пояса как свидетельства пропагации Кандалакшского палеорифта // Геохимия. 2002б. № 5. С. 499–512.
- Морозов А. Н., Ваганова Н. В., Асминг В. Э. и др. Современная сейсмичность Беломорского региона // Вулканология и сейсмология. 2019. № 1. С. 36–51.
- Морозов Ю. А. О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.
- Невеский Е. Н., Медведев В. С., Калинин В. В. Белое море: седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 235 с.
- Негруца В. З. Докембрийская формация кварцевых конгломератов. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1989. 180 с.
- Никифоров С. Л., Кошель С. М., Фроль В. В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестник МГУ. Сер. 5, География. 2012. № 3. С. 86–92.
- Николаев А. В. Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 4–38.
- Николаев Н. И. Неотектоника и сейсмичность Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1967. № 2. С. 13–27.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.
- Николаева С. Б. Палеосейсмодислокации южной части Кольского полуострова // Четвертичные отложения и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. С. 69–81.
- Николаева С. Б. Палеосейсмические проявления в северо-восточной части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология. 2001. № 4. С. 66–74.
- Николаева С. Б. Голоценовые движения и сейсмичность Кандалакшского залива Белого моря (северная окраина Восточно-Европейской платформы) // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: Материалы Всерос. совещ. (г. Иркутск, 18–21 авг. 2009 г.). В 2-х т. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2009. Т. 2. С. 43–45.
- Николаева С. Б. Послеледниковая тектоника и палеосейсмодислокации в районе «Ковды» (Кандалакшский залив, восточная часть Фенноскандинавского щита) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64. Вып. 3. С. 434–453.
- Николаева С. Б., Евзеров В. Я. К геодинамике Кольского региона в позднем плейстоцене и голоцене: обзор и результаты исследований // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2018. № 1. С. 5–14.
- Николаева С. Б., Толстобров Д. С., Вашков А. А. Палеосейсмогеологические исследования в Европейской субарктике (Кольский регион): полевые экспедиционные работы 2018–2020 гг. // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России: Материалы ежегодной конф. по результатам экспедиционных исследований. Вып. 7. СПб., 2020. С. 129–133.

- Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.
- Никонов А. А. Проблема выделения нетектонических землетрясений на Восточно-Европейской платформе в оценке сейсмической опасности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. № 13. С. 42.
- Никонов А. А. Исторические землетрясения // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 192–213.
- Никонов А. А. Морозобойные сотрясения как особый класс сейсмических явлений (по материалам Восточно-Европейской платформы) // Физика Земли. 2010. № 3. С. 79–96.
- Никонов А. А. Новый этап познания сейсмичности Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Докл. АН. 2013. Т. 450, № 4. С. 465–469.
- Никонов А. А. Небывалое бедствие в селе Кашкаранцы // Природа. 2015. № 1. С. 51–55.
- Никонов А. А., Субетто Д. А. Историческое цунами на Соловецких островах // Изв. Русского геогр. об-ва. 2007. Т. 139, № 6. С. 24–30.
- Никонов А. А., Шварев С. В. Голоценовая тектоническая активность и сейсмичность Беломорского бассейна // Тез. докл. на заседании Палеосейсмологического семинара ИФЗ РАН от 16 декабря 2013 г. Режим доступа – <http://www.ifz.ru/fundamental/tektonicheskaja-aktivnost-belomorskogo-basseina/> (дата обращения: 11.05.2017).
- Носова А. А., Ларионова Ю. О., Самсонов А. В. и др. Изотопное ограничение базальтов Солозера (Канда-лакшско-Двинский рифт): новые данные о неопротерозойском внутриплитном магматизме Восточно-Европейской платформы // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 81–86.
- Носова А. А., Ларионова Ю. О., Веретенников Н. В., Юткина Е. В. Корреляция неопротерозойского вулканизма Юго-Восточного Беломорья и Западного Урала: новые данные об изотопном возрасте базальтов Солозера (Онежский грабен) // Докл. АН. 2008. Т. 418, № 6. С. 811–816.
- Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России / Отв. ред. Н. А. Богданов, В. Е. Хаин. М.: ИЛРАН, 1996. 94 с.
- Оловянишников В. Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.
- Оловянишников В. Г. Геологическое развитие полуострова Канин и Северного Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 80 с.
- Орлов С. Ю., Кузнецов Н. Б., Миллер Е. Н. и др. Возрастные ограничения протоуральско-тиманской орогении по детритным цирконам // Докл. РАН. 2011. Т. 440, № 1. С. 87–92.
- Орлюк М. И., Пашкевич И. К. Глубинные источники региональных магнитных аномалий: тектонотипы и связь с трансформными разломами // Геофиз. журн. 2012. Т. 34, № 4. С. 224–234.
- Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Ю. Г. Леонова, Ю. А. Воложа (Труды ГИН РАН; вып. 543). М.: Научный мир, 2004. 526 с.
- Павленкова Н. И. Трехмерная модель земной коры Балтийского щита по данным глубинных сейсмических исследований // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 2006. № 12. С. 43–54.
- Панасенко Г. Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1969. 184 с.
- Панасенко Г. Д. Землетрясения Фенноскандии в 1951–1970. М.: Изд-во МГК, 1977. 111 с.
- Пашкевич И. К., Шаров Н. В., Савченко А. С., Старостенко В. И. Трехмерная геолого-геофизическая модель литосферы центральной части Карельского кратона // Геофиз. журн. 2014. Т. 36, № 6. С. 58–78.
- Петромагнитная модель литосферы / Отв. ред. Д. М. Печерский. Киев: Наук. думка, 1994. 174 с.
- Петроплотностная карта геологических формаций восточной части Балтийского щита. 1 : 1 000 000 / Ред. Н. Б. Дортман, М. Ш. Магид. М.: Аэрогеология, 1978. 7 л.
- Петрофизические карты геологических формаций восточной части Балтийского щита (петроплотностная и петромагнитная). Объяснительная записка к картам М 1 : 1 000 000 / Науч. ред. Н. Б. Дортман. Л., 1980.
- Пиманова Н. Н., Спиридонов В. А., Шаров Н. В. и др. Распределение плотностных неоднородностей в земной коре и мантии юго-восточной части Фенноскандинавского щита по комплексу геолого-геофизических данных // Геоинформатика. 2018. № 1. С. 43–51.
- Попов Д. В., Данилов К. Б., Жостков Р. А. и др. Обработка цифровых записей микросейсм в программном комплексе ДАК // Сейсмические приборы. 2013. Т. 49, № 2. С. 44–57.
- Поселов В. А., Павленкин А. Д., Дараган-Сущева Л. А., Буценко В. Е. Глубинное строение зоны сочленения Балтийского щита и Баренцевской плиты // Геофизика. 1995. № 2. С. 55–61.
- Поспеева Е. В., Витте Л. В. Особенности строения земной коры Беломорского и частично Карельского блоков по данным магнитотеллурических исследований // Геофизика. 2011. № 3. С. 64–72.
- Пржиялговский Е. С., Моралев В. М., Балувев А. С. и др. Новые данные о структурном контроле даек среднепалеозойских щелочных пород Беломорского пояса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 5. С. 3–10.

- Пухтель И. С., Журавлев Д. З., Куликов В. С., Куликова В. В. Петрография и Sm-Nd-возраст дифференцированного потока коматитовых базальтов Ветреного пояса (Балтийский щит) // *Геохимия*. 1991. № 5. С. 625–634.
- Пучков В. Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // *Геология и геофизика*. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 28–39.
- Пучков В. Н. Тектоника и геодинамика тиманид // *Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: Материалы междунар. науч. конф. (Ш чтения памяти С. Н. Иванова)*. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2008. С. 104–109.
- Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Структура, метаморфизм и возраст докембрийских образований полуострова Канин и Северного Тимана // *Проблемы геологии и минералогии*. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 176–194.
- Рагозина А. Л., Степкин Е. В. Стратиграфия и корреляция рифейских и вендских отложений Кольского полуострова // *Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд)*. Л.: Наука, 1979. С. 129–132.
- Репкина Т. Ю., Зарецкая Н. Е., Субетто Д. А. и др. Морфодинамика берегов северо-запада Онежского Полуострова Белого моря в голоцене. Губа Конюхова // *Труды Карельского научного центра РАН*. 2018. № 1. С. 3–22.
- Романенко Ф. А., Шилова О. С. Последледниковое поднятие карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо // *Докл. АН*. 2012. Т. 442, № 4. С. 544–548.
- Романенко Ф. А., Гаранкина Е. В., Баранская А. В. Особенности палеогеографии северного побережья Кольского полуострова в позднем плейстоцене и голоцене // *Природа шельфа и архипелагов европейской Арктики*. Вып. 8. Материалы междунар. науч. конф. (Мурманск, 9–11 ноября 2008 г.). М.: ГЕОС, 2008. С. 319–323.
- Рыбалко А. Е., Корнеев Ю. О. Государственный мониторинг состояния геологической среды шельфа на примере его проведения в Кандалакшском заливе Белого моря // *Российские полярные исследования*. 2014. № 1 (15). С. 10–16.
- Рыбалко А. Е., Назарова О. В., Никитин М. А. и др. Новые данные о геологии четвертичного покрова в Белом море // *Геология морей и океанов: Материалы XVIII междунар. науч. конф. по морской геологии*. Т. III. М.: ГЕОС, 2009. С. 232–236.
- Рыбалко А. Е., Токарев М. Ю., Федорова Н. К., Никитин М. А. Новые данные о геологии и геоморфологии Кандалакшского залива по материалам высокочастотного сейсмоакустического профилирования и геологического пробобора // *Геология морей и океанов: Материалы XIX междунар. конф. (школы) по морской геологии*. Т. V. М., 2011. С. 174–177.
- Рыбальченко А. Я., Рыбальченко Т. М., Силаев В. И. Теоретические основы прогнозирования и поисков коренных месторождений алмазов туффизитового типа // *Изв. Коми научного центра УрО РАН*. 2011. Вып. 1 (5). С. 54–66.
- Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 310 с.
- Самсонов А. В., Берзин Р. Г., Заможняя Н. Г. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-Западной Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // *Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 109–143.
- Самсонов А. В., Носова А. А., Третьяченко В. В. и др. Возраст и тектоническая принадлежность кристаллического фундамента Зимнебережного района (Архангельская алмазоносная провинция) // *Сборник публикаций по результатам I и II ежегодных научных чтений им. Г. П. Кудрявцевой*. М.: МГУ, 2008. С. 124–145.
- Сапожников Р. Б., Ченборисова Р. З., Берзин Р. Г. и др. Эффективность сейсморазведки МОГТ при изучении геологического строения Мезенской синеклизы // *Разведка и охрана недр*. 2003. № 5. С. 32–35.
- Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И. Вулканоплутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1990. 320 с.
- Сейсмичность при горных работах* / Под ред. акад. Н. Н. Мельникова. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 325 с.
- Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион* / Ред. Ф. П. Митрофанов, Н. В. Шаров. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. Ч. I. 237 с.; Ч. II. 205 с.
- Сейсмологические исследования в арктических и приарктических регионах* / Под ред. чл.-корр. РАН Ф. Н. Юдахина. Екатеринбург: УрО РАН, 2011.
- Сенин Б. В., Штилов Э. В. Классификация и номенклатура региональных структурных элементов метаплатформы // *Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы*. Мурманск: Север, 1993. С. 16–25.
- Сим Л. А., Жиров Д. В., Маринин А. В. Реконструкция напряженно-деформированного состояния восточной части Балтийского щита // *Геодинамика и тектонофизика*. 2011. № 3. С. 219–243.

- Симонов А. П., Губерман Д. М., Яковлев Ю. Н. и др. Полуостров Рыбачий (Баренцево море): новые данные о тектонике и перспективах нефтегазоносности рифейских отложений прибрежной зоны Кольского полуострова // Докл. АН. 2002. Т. 384, № 6. С. 795–801.
- Синицын А. В., Дауев Ю. М., Гриб В. П. Структурное положение и продуктивность кимберлитов Архангельской провинции // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 74–83.
- Система Белого моря / Отв. ред. А. П. Лисицын. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир, 2017. Т. IV. 1030 с.
- Склярёв Е. В., Гладкочуб Д. П., Донская Т. В. и др. Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.
- Слабунов А. И., Шаров Н. В., Исанина Э. В. и др. Сейсмотомографическая модель земной коры по профилю ГСЗ – ОГТ Суша – Море Калевала – Кемь – горло Белого моря // Тр. Междунар. Полярного года (МПГ) / Ред. Ю. Г. Леонов. Т. 4. М.: Наука, 2010. С. 291–308.
- Слабунов А. И., Хёлта П., Шаров Н. В. и др. 4-D Модель формирования земной коры Фенноскандинавского щита в архее как синтез современных геологических данных // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 13–21.
- Смолюкин В. Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
- Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 231 с.
- Спиридонов М. А., Девдариани Н. А., Калинин А. В. и др. Геология Белого моря // Советская геология. 1980. № 4. С. 45–55.
- Станковский А. Ф., Синицын А. В., Шинкарев Н. Ф. Погребенные траппы Онежского полуострова Белого моря // Вестник ЛГУ. 1972. № 18. С. 12–20.
- Станковский А. Ф., Веричев Е. М., Константинов Ю. Г. и др. Первая находка эффузивов среди редкинских отложений венда на Севере Русской платформы // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, № 3. С. 661–664.
- Станковский А. Ф., Веричев Е. М., Гриб В. П., Добейко И. П. Венд Юго-Восточного Беломорья // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1981. № 2. С. 78–87.
- Старовойт О. Е. Инструментальные сейсмические наблюдения в России // Вестник Владикавказского научного центра РАН. 2006. Т. 5, № 1. С. 8–12.
- Старовойтов А. В., Токарев М. Ю., Терехина Я. Е., Козуница Н. А. Строение осадочного чехла Кандалакшского залива Белого моря по данным сейсмоакустики // Вестник МГУ. Сер. 4, Геология. 2018. № 2. С. 81–92.
- Стогний В. В., Коротков Ю. В. Поиск кимберлитовых тел методом переходных процессов. Новосибирск: Малотиражная типография 2D, 2010. 121 с.
- Стрелков С. А. Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования // Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Л.: Наука, 1973. С. 5–80.
- Строение литосферы Балтийского щита / Отв. ред. Н. В. Шаров. М.: Наука, 1992. 166 с.
- Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н. В. Шарова, Ф. П. Митрофанова, М. Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.
- Субетто Д. А., Шевченко В. П., Лудикова А. В. и др. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорость современного озерного осадконакопления // Докл. АН. 2012. Т. 446, № 2. С. 183–190.
- Суворов В. Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
- Суеркулов Э. А., Осмонбетов О. К., Киселев Г. П. Эффективность аэрогамма-спектрометрической съемки в Киргизии // Разведка и охрана недр. 1985. № 5. С. 57–59.
- Тарасов Г. А., Шлыкова В. В. Распределение мощностей четвертичных отложений и основные черты довалдайской поверхности бассейна Белого моря // Докл. АН. 2006. Т. 411, № 2. С. 226–230.
- Тараховский А. Н. Новая разновидность мелилитсодержащих пород в Беломорье // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1960. Вып. 40. С. 65–71.
- Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий м-ба 1 : 1 500 000 / Гл. ред. М. Г. Леонов, Г. С. Казанин; отв. ред. А. С. Балувев. М.: Куна, 2010.
- Терехов Е. Н. Геологическое строение Лапландско-Беломорского пояса и роль процессов растяжения в его эволюции: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М., 2003. 49 с.
- Терехов Е. Н. Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы // Литосфера. 2007. № 6. С. 15–39.

- Терехов Е. Н., Ефремова Л. Б. Эволюция содержаний РЗЭ в породах восточной части Балтийского щита как отражение геодинамических обстановок // *Геохимия*. 2005. № 11. С. 1161–1174.
- Терехов Е. Н., Левицкий В. И. Субщелочные граниты основания Лапландских гранулитовых покровов как геохимические аналоги гранитов рапакиви // *Геохимия*. 1995. № 2. С. 174–188.
- Терехов Е. Н., Балуев А. С., Пржиялговский Е. С. Структурное положение и геохимические особенности девонского дайкового магматизма Кольского полуострова // *Геотектоника*. 2012. № 1. С. 77–94.
- Терехов Е. Н., Балуев А. С., Колодяжный С. Ю., Белокрыс М. А. Элементы примеси в верхнедевонских отложениях зоны складчато-разрывных дислокаций горы Андома (юго-восточное Прионежье) и их роль в определении источников сноса // *Литология и полезные ископаемые*. 2017. № 4. С. 367–382.
- Терехов Е. Н., Баянова Т. Б., Балуев А. С. и др. Геохимия палеозойских долеритовых даек северо-востока Кольского полуострова и их соотношения с трапповым и щелочным магматизмом // *Геохимия*. 2020. Т. 65, № 8. С. 752–767.
- Толстобров Д. С., Колька В. В. Новые схемы изобаз поднятия северо-востока Фенноскандии за последние 10 тысяч лет // *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*. 2019. № 11. С. 3–8.
- Толстобров Д. С., Колька В. В., Ваишков А. А. Следы катастрофического события в донных осадках озер в районе села Кереть, Карелия // *Тр. Кольского научного центра РАН*. 2019. Т. 10. С. 260–266.
- Трипольский А. А., Шаров Н. В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 159 с.
- Трифонов В. Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.
- Увадьев Л. И. Рифейский щелочной магматизм в зоне Кандалакшского грабена // *Докл. АН СССР*. 1980. Т. 254, № 6. С. 1435–1436.
- Увадьев Л. И. Разломы района Кандалакшской губы Белого моря // *Геотектоника*. 1981. № 4. С. 20–30.
- Увадьев Л. И., Путинцева В. В. Кандалакшские дайковые комплексы щелочно-ультраосновных пород // *Новое в геологии Северо-Запада РСФСР*. М.: Недра, 1988. С. 92–102.
- Федоров А. В., Асминг В. Э., Евтюгина З. А., Прокудина А. В. Система автоматического мониторинга сейсмичности Европейской Арктики // *Сейсмические приборы*. 2018. Т. 54, № 1. С. 29–39.
- Филатова В. Т., Виноградов А. Н. Оценка влияния термомеханических эффектов на режимы метаморфизма и гранитообразования в Лапландском гранулитовом поясе (Кольский полуостров) // *Докл. АН*. 1999. Т. 366, № 5. С. 684–687.
- Филатова Н. И., Хаин В. Е. Кратон Арктида и неопротерозойские-мезозойские орогенные пояса Циркумполярного региона // *Геотектоника*. 2010. № 3. С. 3–29.
- Фонарев В. И. Метаморфическая эволюция Колвицкого анортозитового массива (Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс, Балтийский щит) // *Докл. АН*. 2004. Т. 395, № 3. С. 397–402.
- Французова В. И., Данилов К. Б. Структура трубки взрыва им. М. В. Ломоносова Архангельской Алмазодобывающей Провинции // *Вулканология и сейсмология*. 2016. № 5. С. 71–78.
- Фролов А. А., Лапин А. В., Толстов А. В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). М.: НИИ-Природа, 2005. 540 с.
- Хаин В. Е., Левин Л. Э. Геодинамические типы глобальных поясов нефтегазоносности и их особенности // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42, № 11–12. С. 1724–1738.
- Харитонов Л. Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита // *Тр. 3-й сессии комиссии по определению абсолютного возраста*. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 51–77.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966. 360 с.
- Харькив А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 555 с.
- Хейсканен К. И. Карельская геосинклиналь. Л.: Наука, 1980. 168 с.
- Хераскова Т. Н., Сапожников Р. Б., Волож Ю. А., Антипов М. П. Геодинамика и история развития севера Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии по данным регионального сейсмического профилирования // *Геотектоника*. 2006. № 6. С. 33–51.
- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В. Структура скоростной этажности мантии под Фенноскандией по данным сейсмотомографии // *Геофиз. журн*. 2016. Т. 38, № 1. С. 57–77.
- Цветкова Т. А., Шумлянская А. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией. Ч. II // *Геофиз. журн*. 2010. Т. 32, № 1. С. 60–77.
- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Трехмерная Р-скоростная модель мантии Фенноскандии. LAP LAMBERT Academic Publishing, 2015. 149 с.
- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмическая визуализация плюмов и сверхглубинных флюидов в мантии под территорией Украины // *Геофиз. журн*. 2017. Т. 39, № 4. С. 42–54.

- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Главная геодинамическая граница и сейсмическая визуализация плюмов Восточно-Европейской платформы // Геофиз. журн. 2019. Т. 41, № 1. С. 108–136.
- Цыбуля Л. А., Левашикевич В. Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. 115 с.
- Цыганов В. А., Контарович Р. С., Могилевский В. Е. и др. Современные аэрогеофизические технологии как основа геологических и прогнозно-минерагенических карт нового поколения // Сб. науч. тр. «Конгресс выпускников геологического факультета МГУ 26 мая 2004 г.» / Отв. ред. В. К. Хмелевский. М.: МГУ, 2004. С. 151–158.
- Чамов Н. П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое / Отв. ред. Ю. Г. Леонов (Тр. ГИН РАН). М.: ГЕОС, 2016. 238 с.
- Чамов Н. П., Костылева В. В., Вейс А. Ф., Горбачев В. И. Позднерифейское осадконакопление в Среднерусском авлакогене // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 5. С. 539–550.
- Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Левский Л. К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 805–816.
- Черемисина Е. Н., Финкельштейн М. Я., Любимова А. В. ГИС INTEGR0 – импортозамещающий программно-технологический комплекс для решения геолого-геофизических задач. № 3. М.: Геоинформатика, 2018. С. 8–17.
- Чернышев Ф. Н. О тектонике Тимана и об отношении Тиманской дислокации к другим областям севера Европы // Зап. Импер. Мин. об-ва. 1902. Сер. 2. Ч. XXXIV. Вып. 1. С. 19–46.
- Чувардинский В. Г. Неотектоника восточной части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. 287 с.
- Чуйкина Е. П. Структура и пегматитоносность Северной Карелии // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 153–159.
- Чумаков Н. М. Проблема тотальных оледенений Земли в позднем докембрии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16, № 7. С. 3–13.
- Шаров Н. В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 144 с.
- Шаров Н. В. Эволюция взглядов на модели строения кристаллической коры Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 32–43.
- Шаров Н. В. Глубинные сейсмические исследования в центральной части Карельского кратона // Физика Земли. 2013. № 1. С. 36–52.
- Шаров Н. В. Литосфера Северной Европы по сейсмическим данным. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. 171 с.
- Шаров Н. В., Журавлев А. В. Строение земной коры Белого моря и прилегающих территорий // Арктика: экология и экономика. 2019. № 3 (35). С. 62–72.
- Шаров Н. В., Шарова В. П. Результаты глубинных сейсмических исследований Северной Карелии // Геофиз. журн. 1997. Т. 19, № 1. С. 82–87.
- Шаров Н. В., Берзин Р. Г., Минц М. В. и др. Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. 193 с.
- Шаров Н. В., Бекетова Е. Б., Матвеева Т. С. и др. Сейсмичность Карелии // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина. В 2-х кн. Кн. 1. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 193–207.
- Шаров Н. В., Слабунов А. И., Исанина Э. В. и др. Сейсмический разрез земной коры по профилю ГСЗ-ОГТ «Суша – море» Калевала – Кемь – Горло Белое море // Геофиз. журн. 2010. Т. 32, № 5. С. 21–34.
- Шаров Н. В., Слабунов А. И., Исанина Э. В. и др. Сейсмогеологический разрез земной коры Северной Карелии по профилю Кандалакша – Кемь // Геофиз. журн. [Киев]. 2013. Т. 35, № 1. С. 104–115.
- Шаров Н. В., Бакунович Л. И., Белашев В. З. и др. Геолого-геофизические модели земной коры Беломорья // Геодинамика и тектонофизика. 2020а. Т. 11, № 3. С. 566–582.
- Шаров Н. В., Бакунович Л. И., Белашев В. З., Нилов М. Ю. Скоростная структура и плотностные неоднородности земной коры Белого моря // Арктика: экология и экономика. 2020б. № 4 (40). С. 43–53.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы: сравнительная тектоника древних платформ // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1946. № 1. С. 5–62.
- Шатский Н. С. Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. 425 с.
- Шварев С. В., Никонов А. А., Фроль В. В. Морфоструктура, тектоническая и сейсмическая активность в бассейне Белого моря: анализ на основе ЦМР, геологических и сейсмических данных // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике: Тез. докл. Всерос. конф. VII Щукинские чтения. М.: МАКС Пресс, 2015. С. 199–202.
- Шварцман Ю. Г. Аномальные процессы в недрах пограничных районов Мезенской синеклизы // Геологические опасности: Материалы XV Всерос. конф. / Отв. ред. Ф. Н. Юдахин. Архангельск: ИЭПС АНЦ УрО РАН, 2009. С. 492–495.

- Шевченко Н. В., Кузнецов Д. Е., Ермолов А. А. Сейсмоструктурные проявления в рельефе берегов Белого моря // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2007. № 3. С. 44–48.
- Шельфовые осадочные бассейны Российской Арктики: геология, геоэкология, минерально-сырьевой потенциал / Под ред. докт. техн. наук Г. С. Казанина. Мурманск; СПб.: Реноме, 2020. 544 с.
- Шкарубо С. И., Шитлов Э. В. Тектоника Западно-Арктической платформы // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 32–47.
- 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.
- Щербакова Т. Ф. Амфиболиты Беломорского комплекса и их гранитизация. М.: Наука, 1988. 149 с.
- Щукин В. С., Саблуков С. М., Саблукова Л. И. и др. Поздневендский азральный щелочной вулканизм рифтогенного типа в Зимнебережном кимберлитовом районе (Архангельская алмазоносная провинция) // Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов. Тр. II Междунар. семинара. Иркутск; Владивосток: ИрГТУ, 2002. С. 151–165.
- Юдахин Ф. Н. Геодинамические процессы в земной коре и сейсмичность континентальной части Европейского Севера // Литосфера. 2002. № 2. С. 3–23.
- Юдахин Ф. Н., Французова В. И. Сейсмичность Севера Европейской части России // Поморье в Баренц-регионе на рубеже веков: экология, экономика, культура. Архангельск, 2002. С. 276–280.
- Юдахин Ф. Н., Французова В. И. О необходимости создания сети сейсмического мониторинга в северных регионах России // Вестник УрО РАН [Екатеринбург]. 2006. № 2 (16). С. 25–35.
- Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 298 с.
- Юдахин Ф. Н., Старовойт О. Е., Французова В. И., Мехрюшев Д. Ю. Создание Архангельской сейсмической сети // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов: Материалы Всерос. конф. с междунар. участием. Т. 2. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2004. С. 414–418.
- Юдахин Ф. Н., Капустян Н. К., Шахова Е. В. Исследования активности платформенных территорий с использованием микросейсм. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 129 с.
- Якобсон К. Э. Парадоксы венда // Природа. 1993. № 12. С. 26–32.
- Якобсон К. Э., Кузнецова М. Ю., Станковский А. Ф. и др. Рифей Зимнего берега Белого моря // Советская геология. 1991. № 4. С. 44–48.
- Яковлев Е. Ю., Киселев Г. П., Дружинин С. В. Особенности распределения радиоактивных элементов в породах кимберлитовой трубки Архангельская (месторождение им. М. В. Ломоносова) // Материалы 5-й Рос. молодежной науч.-практ. школы с междунар. участием «Новое в познании процессов рудообразования». М.: ИГЕМРАН, 2015. С. 289–291.
- Яковлев Е. Ю., Киселев Г. П., Дружинин С. В. Неравновесный уран в кимберлитах и вмещающих породах трубки Пионерская месторождения им. М. В. Ломоносова // Вестник Северного (Арктического) федерального ун-та. Сер. Естественные науки. 2016. № 1. С. 19–28.
- Янаскурт О. В. К вопросу о катагенезе осадочных горных пород // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2015. Т. 90. Вып. 4. С. 53–59.
- Ясюевич Н. Н., Золотов Е. Е., Ракитов В. А. и др. Сейсмологический разрез земной коры Северной Карелии по профилю 1-ЕВ (участок Кандалакша – Лоухи – Кемь) // Геофизика XXI столетия: 2001 г. Сб. тр. 3-х геофиз. чтений им. В. В. Федынского. М.: Научный Мир, 2001. С. 60–63.
- Adushkin V. V. Blasting-induced seismicity in the European part of Russia // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2013. Т. 49, N 2. P. 258–277.
- Adushkin V. V. Tectonic earthquakes of anthropogenic origin // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2016. Т. 52, N 2. P. 173–194.
- Ahjos T., Uski M. Earthquakes in northern Europe in 1375–1989 // Tectonophysics. 1992. Т. 207, N 1–2. P. 1–23.
- Ahrens L. H., Cherry R. D., Erlank A. J. Observation on the Th-U relationship in zircons from granitic rocks and from kimberlites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1967. N 31. P. 2379–2387.
- Asming V. E., Kremenetskaya E. O. Study of applicability of P/S ratio criterion for discrimination of regional earthquakes and explosions in North-Western area, observed characteristics of regional seismic phases and implications for P/S discrimination in the European Arctic // Pure Appl. Geophys. 2002. V. 159 (4). P. 701–719.
- Asming V. E., Kremenetskaya E. O., Ringdal F. Monitoring seismic events in the Barents/Kara Sea region // Semiannual Technical Summary, 1 October 1997–31 March 1998. 1998. P. 2–97.
- Bank O. J., Bostock M. G., Ellis R. M. Lithosphere mantle structure beneath the Trans-Hudson orogen and origin of diamondiferous kimberlites // J. Geophys. Res. 1998. V. 103, N 5. P. 10103–10114.
- Bath M. An earthquake catalogue for Fennoscandia for the years 1891–1950 // Sver. Geol. Unders. Ser. C. [Stockholm]. 1956. N 545.

- Bath M.* Spectral analysis in geophysics. Amsterdam: Elsevier, 1974. P. 432–443.
- Beamish D., Kimbell G., Pharaoh T.* The deep crustal magnetic structure of Britain // Proceedings of the Geologists' Association. 2016. V. 127. P. 647–663.
- Beard A. D., Downes H., Hegner E. et al.* Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implication for the petrogenesis of kimberlites and melilites // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1998. V. 130. P. 288–303.
- Belashev B., Bakunovich L., Sharov N., Nilov M.* Seismic Density Model of the White Sea's Crust // *Geosciences.* 2020. V. 492, N 10. P. 1–11.
- Bingen B., Nordgulen Ø., Viola G.* A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia // *Norwegian Journal of Geology.* 2008. V. 88. P. 43–72.
- Blakely R. J.* Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 1995. 442 p.
- Bödvarsson R., Shunga R., Lund B. et al.* The New Swedish National Seismic Network // *AGUFM.* 2006. V. 14. B-03. P. 29–35.
- Bogdanova S., Gorbatshev R., Garetsky R. G.* EUROPE: East European Craton // *Encyclopedia of Geology.* Elsevier, 2005. Vol. 2. P. 34–49.
- Bogdanova S. V., Bingen B., Gorbatshev R. et al.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Research.* 2008. V. 160 (1–2). P. 23–45.
- Bungum H., Lindholm C.* Seismo- and neotectonics in Finmark, Kola and southern Barents Sea, part 2: Seismological analysis and seismotectonics // *Tectonophysics.* 1997. V. 270, N 1–2. P. 15–29.
- Cawood P. A., Strachan R., Cutts K. et al.* Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic // *Geology,* February 2010; V. 38. N 2. P. 99–102.
- Cocks L. R. M., Torsvik T. H.* European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic // D. G. Gee, R. A. Stephenson (Eds). *European Lithosphere Dynamics.* 2006. Geological Society, London, Memoirs, 32. P. 83–95.
- Condie K. C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chemical.* 1993. V. 104 (1–4). P. 1–37.
- Condie K. C., Lee D., Farmer G. L.* Tectonic setting and provenance of the Neoproterozoic Uinta Mountain and Big Cootonwood Groups, northern Utah: constrains from geochemistry, Nd isotopes, and detrital modes // *Sedimentary Geology.* 2001. V. 141–142. P. 443–464.
- Corner G. D., Kolka V. V., Yevzerov V. Ya, Moller J. J.* Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // *Global and Planetary Change.* 2001. V. 31. P. 53–175.
- Cox R., Love D. R., Cullers R. L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // *Geochim. et Cosmochimica Acta.* 1995. V. 59. P. 2919–2940.
- Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J.* The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *Geol. Soc. London. Mem.* 2006. V. 32. P. 579–598.
- Delgado J., López Casado C., Giner J. et al.* Microtremors as a geophysical exploration tool: Applications and limitations // *Pure and Applied Geophysics.* 2000. V. 157. P. 1445–1462.
- Demidov I. N., Houmark-Nielsen M., Kjær K. H., Larsen E.* The last Scandinavian ice sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics // *Boreas.* 2006. V. 35. P. 425–443.
- Donner J., Eronen M., Jungner H.* The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finmark, North Norway // *Norsk geografisk Tidsskrift.* 1977. V. 31. P. 103–128.
- Early Precambrian Eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield.* Field Guidebook / A. I. Slabunov, V. V. Balagansky, A. A. Shchipansky (Eds.). Petrozavodsk: KRC RAS, 2019. 81 p.
- Eddy C. L., Ekström G.* Local amplification of Rayleigh waves in the continental United States observed on the USArray // *Earth and Planetary Science Letters.* 2014. V. 402. P. 50–57.
- European Lithosphere Dynamica / Edited by D. G. Dee and R. A. Stephenson.* Geological society memoir. London, 2006. N 32. 662 p.
- Fedi M., Florio G., Cascone L.* Multiscale analysis of potential fields by a ridge consistency criterion: the reconstruction of the Bishop basement // *Geophysical Journal International.* 2012. V. 188. P. 103–114.
- Fedorov A. V., Asming V. E., Jevtjugina Z. A., Prokudina A. V.* Automated seismic monitoring System for the European Arctic // *Seismic Instruments.* 2019. T. 55, N 1. C. 17–23.
- Filatova V. N., Vinogradov A. N.* Modelling of transform lineament with granite-porphry magmatism overlapping hyperbaric collisional belt: case of the Lapland Granulite belt in the Baltic Shield // *Annales Geophysicae.* 1997. Suppl. I to V. 15. P. C39.
- Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005 / Eds. I. T. Kukkonen & R. Lahtinen.* Espoo, 2006. 247 p.

- Galitzin B. B.* Uber ein neues schweres Horizontal pendel mit galvanometrischer Fernregistrierung // Известия ПЦСК. 1911a. Т. 4, вып. 1. С. 15–25.
- Galitzin B. B.* Uber einen neues Seismographen fur die Vertikalkomponente der Bodenbewegung // Известия ПЦСК. 1911b. Т. 4, вып. 2. С. 20–34.
- Galitzin B. B.* Die neue Organisation des seismischen Dienstes in Rubland // Известия ПЦСК. 1912. Т. 4, вып. 3. С. 19–33.
- Gee D. G., Pease V.* (Eds.). The Neoproterozoic Timanide Orogen of eastern Baltica. Introduction. Geological Society, London, Memoirs. 2004. V. 30. P. 1–3.
- Geyko V. S.* A general theory of the seismic travel-time tomography // Геофиз. журн. 2004. Т. 26, № 2. С. 3–32.
- Glaznev V. N., Mints M. V., Muravina O. M. et al.* Complex geological-geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: Nature of density layering of the crust and the crust-mantle boundary // Geodynamics & Tectonophysics. 2015. V. 6, N 2. P. 133–170.
- Gorbatikov A. V., Montesinos F. G., Arnosó J. et al.* New features in the subsurface structure model of El Hierro Island (Canaries) from low-frequency microseismic sounding: an insight into the 2011 seismo-volcanic crisis // Surveys in Geophysics. 2013. V. 34. P. 463–489.
- Haapala I., Front K., Rantala E., Vaarma M. C.* Petrology of Nattanen type granite complexes, Northern Finland // Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 225–240.
- Hättestrand C., Kolka V., Stroeve A. P.* The Keiva ice marginal zone on the Kola Peninsula, northwest Russia: a key component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian Ice Sheet // Boreas. 2007. V. 36. P. 352–370.
- Herron M. M.* Gechemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sedim. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.
- Hoffman P., Schrag D.* The Snowball // Earth. New Scientist. 1999. V. 117. P. 1–5.
- Ibs-von Seht M., Wohlenberg J.* Microtremors measurements used to map thickness of soft soil sediments // Bulletin of the Seismological Society of America. 1999. V. 89. P. 250–259.
- Institute of Seismology* [сайт]. – URL: <https://www.helsinki.fi/en/institute-of-seismology> (дата обращения 06.12.2020 г.).
- International Seismological Centre* [сайт]. – URL: <http://www.isc.ac.uk/> (дата обращения 06.12.2020 г.).
- Kakkuri J.* Planeetta Maa. Tähtitieteellinen yhdistys URSA. Helsinki, 1991. 184 p. (in Finnish).
- Kakkuri J.* The stress phenomenon in the Fennoscandian shield // Geodesy and Geophys. Publ. of the Geodet. Inst. [Helsinki]. 1992. V. 115. P. 71–86.
- Kennett B. L. N., Engdahl E. R., Buland R.* Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes // Geophysical Journal International. 1995. T. 122, N 1. С. 108–124.
- Kimbell G. S., Stone P.* Crustal magnetization variations across the Iapetus Suture Zone // Geological Magazine. 1995. 132. P. 599–609.
- Kotova L. N., Podkovyrov V. N.* Lower Proterozoic orthorocks in the Svecofennides of the Savo belt (western Ladoga region): geochemical properties // Stratigraphy and Geological Correlation. 2014. V. 22 (5). P. 447–464.
- Kremenetskaya E. O., Asming V. E.* Seismicity of Kola and related problems // 25th Nordic Seminar on Detection Seismology. Sweden, Stockholm. 23–25 August 1994.
- Kremenetskaya E., Asming V., Ringdal F.* Seismic location calibration of the European Arctic // Pure Appl. Geophys. 2001. V. 158 (1). P. 117–128.
- Kremenetskaya E., Asming V., Jevtjugina Z., Ringdal F.* Study of Regional Surface Waves and Frequency-dependent Ms: mb Discrimination in the European Arctic // Pure Appl. Geophys. 2002. V. 159. P. 721–733.
- Kukkonen I. T., Gosnold W. D., Šafanda J.* Anomalously low heat flow density in eastern Karelia, Baltic shield: a possible palaeoclimatic signature. 1998.
- Kulhánek O.* The status, importance, and use of historical seismograms in Sweden // Symposium on historical seismograms and earthquakes. 1988. P. 64–69.
- Kuptsova A. V., Khudoley A. K., Davis W. et al.* Age and provenances of sandstones from the Riphean Priozersk and Salmi Formations in the Eastern Pasha-Ladoga basin (Southern margin of the Baltic shield) // Stratigraphy and Geological Correlation. 2011. V. 19 (2). P. 125–140.
- Kuznetsov N. B., Belousova E. A., Alekseev A. S., Romanyuk T. V.* New data on detrital zircons from the sandstones of Lower Cambrian Brusov Formation (White-Sea region, East-European craton): unraveling the timing of the onset of the Arctida-Baltica collision // International Geology Review. 2014. V. 56 (16). P. 1945–1963.
- Lahtinen R., Huhma H.* A revised geodynamic model for the Lapland-Kola Orogen // Precambrian Research. 2019. V. 330. P. 1–19.
- Lane J. W. et al.* Estimation of bedrock depth using the horizontal-to-vertical (H/V) ambient-noise seismic method // Near Surface 2008–14th EAGE European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics. 2008.

- Lehman S. J., Keigwin L. D. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation // *Nature*. 1992. V. 356. P. 757–762.
- Lin F.-C., Tsai V. C., Ritzwoller M. H. The local amplification of surface waves: A new observable to constrain elastic velocities, density, and anelastic attenuation // *J. Geophys. Res.* 2012. 117. B06302.
- Lister G. S., Etheridge M. A., Symonds P. A. Detachment models for the formation of passive continental margins // *Tectonics*. 1991. V. 10, N 5. P. 1038–1064.
- Lukashov A. D. Paleoseismotectonics in the northern part of lake Onega (Zaonezhsky peninsula, Russian Karelia) / Geological Survey of Finland. Nuclear Waste Disposal Research Report Yst-90, 1995. 36 p.
- Lunkka J.-P., Putkinen I., Miettinen A. Shoreline displacement in the Belomorsk area, NW Russia during the Younger Dryas stadial // *Quat. Sci. Rev.* 2012. V. 37. P. 26–37.
- Luosto U., Hyvonen T. Seismology in Finland in the twentieth century // *Geophysica*. 2001. V. 37, N 1–2. C. 147–185.
- Lutt B. G., Mineeva I. G. Uranium and thorium in Kimberlites of Siberia // *Geochemistry International*. 1973. N 11. P. 1721–1724.
- Lyngsie S. B., Thybo H., Rasmussen T. M. Regional geological and tectonic structures of the North Sea area from potential field modeling // *Tectonophysics*. 2006. V. 413. P. 147–170.
- Marker M. Early Proterozoic (c. 2000–1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: Tectonic division and tectogenesis // *Nor. Geol. Unders. Bull.* 1985. 403. P. 55–74.
- Maslov A. V., Krupenin M. T., Petrov G. A. et al. Provenance composition and features of geological evolution of the late Vendian foreland basin of the Timan orogen // *Geochemistry International*. 2009. V. 47 (12). P. 1212–1233.
- Maslov A. V., Ronkin Y. L., Lepikhina O. P. et al. Specific features of the distribution of trace and rare earth elements in recent bottom sediments in the lower course of the Severnaya Dvina river and White sea // *Lithology and Mineral Resources*. 2014. V. 49 (6). P. 433–460.
- Melezhik V. A., Sturt B. A. General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra-Varzuga-East Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield // *Earth Science Reviews*. 1994. V. 36. P. 205–241.
- Michetti A. M., Esposito E., Gürpınar A. et al. The INQUA scale. An innovative approach for assessing earthquake intensities based on seismically induced ground effects in natural environment // *Memorie descrittive della carta geologica d'Italia* 67, 2004. P. 118.
- Miller H. G., Singh V. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources // *Journal of Applied Geophysics*. 1994. V. 32. P. 213–217.
- Mitrofanov F. P., Sharov N. V., Zagorodny V. G. et al. Crustal Structure of the Baltic Shield Along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa Geotraverse // *International Geology Review*. 1998. V. 40, N 11. P. 990–997.
- Mörner N.-A. Intense earthquakes and seismotectonics as a function of glacial isostasy // *Tectonophysics*. 1991. V. 188. P. 407–410.
- Morozov A. N., Vaganova N. V., Konechnaya Y. V. Tectonic earthquakes of October 22, 2005 and March 28, 2013 in the north of the Russian plate // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2016. T. 52, N 4. P. 520–533.
- Morozov A. N., Vaganova N. V., Asming V. E., Mikhailova Ya. A. Seismicity of the North of the Russian Plate: Relocation of Recent Earthquakes // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2018. T. 54, N 2. P. 292–309.
- Morozov A. N., Vaganova N. V., Asming V. E. et al. The Present-Day Seismicity of the White Sea Region // *J. Volcanology and Seismology*. 2019. V. 13, N 1. P. 27–41.
- Morozov A. N., Vaganova N. V., Konechnaya Y. V. et al. Recent seismicity in northern European Russia // *Journal of Seismology*. 2020. T. 24, N 1. P. 37–53.
- Mwenifumbo C. J., Kjarsgaard B. A. Gamma-ray logging and radioelement distribution in the Fort de la corne kimberlite pipe 169 // *Exploration and Mining Geology*. 1999. N 8 (12). P. 137–147.
- Nakamura Y. A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*. 1989. V. 30, N 1. P. 25–33.
- Nurminen S. Digital 12-bit C-MOS telemetric system for seismological use // *Geophysica*. 1974. T. 13, N 1. P. 89–94.
- Olesen O., Blikra L. H., Braathen A. et al. Neotectonic deformation in Norway and its implications: a review // *Norwegian Journal of Geology*. 2004. N 84. P. 3–34.
- Parolai S., Bormann P., Milkert C. New relationships between Vs, thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for Cologne Area (Germany) // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2002. V. 92. P. 2521–2527.
- Paul D. K., Gale N. H., Harris P. G. Uranium and thorium abundances in Indian kimberlites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1977. N 41 (2). P. 335–339.
- Pearson D. G. The age of continental roots // *Lithos*. 1999. V. 48. P. 171–194.

- Pesonen L. J., Torsvik T. H., Elming S.-A., Bylund G.* Crustal evolution of Fennoscandia – palaeomagnetic constraints // *Tectonophysics*. 1989. V. 162. P. 27–49.
- Piper J. D. A.* The Neoproterozoic supercontinent. Rodinia or Palaeopangaea? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 176. P. 131–146.
- Pokrovsky B. G., Bujakaite M. I., Petrov O. L. et al.* Geochemistry of **O, H, C, S, and Sr isotopes in the water and sediments** of the Aral basin // *Geochemistry International*. 2017. V. 55 (11). P. 1033–1045.
- Puchkov V. N.* Structure and geodynamics of the Uralian orogen // *Orogeny through time*. Geological Society of London Special Publications. 1997. N 121. P. 201–234.
- Punkari M.* Glacial and glaciofluvial deposits in the interlobate areas of Scandinavian Ice Sheet // *Quaternary Science Reviews*. 1997. N 16. P. 741–753.
- Ramsay W.* Über die Geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartarzeit // *Fennia*, Helsingfors. 1898. V. 16, N 1. 151 p.
- Ringdal F., Kverna T.* A multi-channel processing approach to real time network detection, phase association, and threshold monitoring // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1989. V. 79 (6). P. 1927–1940.
- Ringdal F., Kremenetskaya E., Asming V.* Observed Characteristics of Regional Seismic Phases and Implications for P/S Discrimination in the European Arctic // *Pure Appl. Geophys.* 2002. V. 159. P. 701–719.
- Roberts D., Siedlecka A.* Baikalian/Cadomian deformation and metamorphism along the northern margin of Baltica, Northwest Russia and Northeast Norway // *Proceedings of the International Meeting on Cadomian Orogens, Badajoz, Spain, 26 Septembo – 3 October 1999*. P. 223–228.
- Rogers J. J. IV., Santosh M.* Configuration of Columbia, a Mezoproterozoic supercontinent // *Gondwana Res.* 2002. V. 5. P. 5–22.
- Schueller W., Morozov I. B., Smithson S. B.* Crustal and Uppermost Mantle velocity structure of Northern Eurasia along profile quartz // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1997. V. 87, N 32. P. 414–426.
- Schweitzer J., Kennett B. L.* Comparison of location procedures: The Kara Sea event of 16 August 1997 // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2007. V. 97, N 2. P. 389–400.
- Schweitzer J., Roth M.* The NORSAR Data Center (FDSN Network Code NO) // *Biannual report prepared for the FDSN Meeting during IUGG General Assembly in Prague*. 2015. 13 p.
- Siedlecka A.* Development of the Upper Proterozoic sedimentary basins of the Varanger peninsula, East Finnmark, North Norway // *Geol. Surv. Fin. Bull.* 1985. V. 331. P. 175–185.
- Siedlecka A., Roberts D.* The bedrock geology of Varanger Peninsula, Finnmark, North Norway: an excursion guide // *NGU Special Publication*. 1992. V. 5. P. 1–45.
- Siedlecka A., Negrutza V., Pickering K.* Upper Proterozoic Turbidite System of the Rybachi Peninsula, northern Russian – a possible stratigraphic counterpart of the Kongsfjord Submarine Fan of the Varanger Peninsula, northern Norway // *Nor. geol. unders. Special Publ.* 1995. N 7. P. 201–216.
- Silvennoinen A.* General geological setting and deep fracture structures in the Kuusemo- Kuolojarvi – Paanajarvi area // *Spec. paper. Geol. Survey Finl.* 1992. N 13. P. 5–10.
- Simons F. J., Zielhuis A. et al.* The deep structure of the Australian continent from surface wave tomography // *Lithos*. 1999. V. 48. P. 17–43.
- Snyder J. A., Forman S. L., Mode W. N., Tarasov G. A.* Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // *Boreas*. 1997. V. 26. P. 329–346.
- Sodankylä Geophysical Observatory* [сайт]. – URL: <https://www.sgo.fi/index.php> (дата обращения 06.12.2020 г.).
- Stewart L. S., Sauber J., Rose J.* Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity // *Quaternary Science Reviews*. 2000. V. 19. P. 1367–1389.
- Stroeven A. P., Hätterstrand C., Kleman J. et al.* Deglaciation of Fennoscandia // *Quaternary Science Reviews*. 2016. V. 147. P. 91–121.
- Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I. et al.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1229–1271.
- Svethurst M. A.* A practical suggestion regarding the use of Scandinavian and Russian paleomagnetic data to determine the paleo-position of Baltica in Ordovician time // *Tectonophysics*. 1992. V. 201. P. 65–73.
- Torsvik T. H., Lohman K. C., Sturt B. A.* Vendian glaciations and their relation to the dispersal of Rodinia: Paleomagnetic constraints // *Geology*. 1995. V. 23, N 8. P. 727–730.
- Tuisku P., Laajoki K.* Metamorphic and structural evolution of the Early Proterozoic Puolankajrvi formation, Finland // *J. Metamorphic Geol.* 1990. V. 8, N 3 P. 375–391.
- Uski M., Hyvonen T., Korja A., Airo M.-L.* Focal mechanisms of three earthquakes in Finland and their relation to surface faults // *Tectonophysics*. 2003. V. 363. P. 141–157.

- Veikkolainen T., Kukkonen I. T., Tiira T.* Heat flow, seismic cut-off depth and thermal modelling of the Fennoscandian Shield // *Geophys. J. Int.* 2017. V. 211. P. 1414–1427.
- Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Canad. J. Earth Sci.* 1985. V. 22. P. 789–795.
- Vestøl O.* Determination of the postglacial land uplift in the Fennoscandia from leveling, tide gauges and continuous GPS stations using least squares collocation // *Journal of Geodesy.* 2006. V. 80. P. 248–258.
- Vinnik L. P., Green R. W. E., Nicolaysen L. O. et al.* Deep seismic structure of the Kaapvaal craton // *Tectonophysics.* 1996. V. 262. P. 67–75.
- Vinogradov Yu. A., Asming V. E., Kremenetskaya E. O., Zhyrov D. V.* Modern seismicity in mining areas in the Murmansk Region // *Journal of Mining Science.* 2016. V. 52, Issue 1. P. 46–52.
- Wahlstrom R., Assinovskaya B.* Seismotectonics and lithospheric stresses in the Northern Fennoscandian Shield // *Geophysica.* 1998. V. 34, N 1–2. P. 51–63.
- Wapenaar K., Draganov D.* Tutorial on seismic interferometry // *Journal of Geophysics.* 2010. V. 75, N 5. P. 75A195–75A209.
- Wasilewski P. J., Mayhew M. A.* Crustal xenolith magnetic properties and long wavelength anomaly source requirements // *Geophysical Research Letters.* 1982. V. 9. P. 329–332.
- Wasilewski P. J., Mayhew M. A.* The Moho as a magnetic boundary revisited // *Geophysical Research Letters.* 1992. V. 19. P. 2259–2262.
- Wasilewski P. J., Thomas H. H., Mayhew M. A.* The Moho as a magnetic boundary // *Geophysical Research Letters.* 1979. V. 6. P. 541–544.
- Yang X., North R., Romney C.* Worldwide nuclear explosions // *International geophysics series.* 2003. V. 81 (B). P. 1595–1600.
- Yevzerov V. Y., Vinogradov A. N., Nikolaeva S. B.* The Newest Stage of Development of the White Sea Depression // *Dok. Earth Sciences.* 2016. V. 471, Part 2. P. 1221–1225.
- Zhao G., Sun M., Wilde S. A., Li S.* A Paleo-Mezoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup // *Earth Sci. Rev.* 2004. V. 67. P. 91–123.
- Zielhuis A., Hilst R.* Upper mantle shear velocity beneath eastern Australia from inversion of waverforms from SKIPPY portable arrays // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 127. P. 1–16.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

- Асминг Владимир Эрнестович, к.ф.-м.н., в.н.с., Кольский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Апатиты; e-mail: asming@krsc.ru
- Афонин Никита Юрьевич, м.н.с., ФИЦКИА УрО РАН им. Н. П. Лаверова, г. Архангельск; e-mail: afoninnikita@inbox.ru
- Бакунович Любовь Игоревна, аспирант, ИГ ФИЦ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск; e-mail: luba5_89@mail.ru
- Балуев Александр Сергеевич, д.г.-м.н., гл.н.с., ФГБУН РАН Геологический институт Российской академии наук (ГИН РАН), г. Москва; e-mail: albaluev@yandex.ru
- Белашев Борис Залманович, д.т.н., в.н.с., ИГ ФИЦ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск; e-mail: belashev@krc.karelia.ru
- Бугаенко Игорь Валентинович, с.н.с., к.геол.н., Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина; e-mail: igor_bugaenko@ukr.net
- Ваганова Наталья Владиславовна, к.г.-м.н., в.н.с., ФИЦКИА УрО РАН им. Н. П. Лаверова, г. Архангельск; e-mail: nvag@yandex.ru
- Виноградов Анатолий Николаевич, к.г.-м.н., научный редактор, Кольский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Апатиты; e-mail: vinonord@mail.ru
- Данилов Константин Борисович, к.ф.-м.н., с.н.с., ФИЦКИА УрО РАН им. Н. П. Лаверова, г. Архангельск; e-mail: danilov_kostea@mail.ru
- Журавлев Виталий Алексеевич, начальник комплексной геолого-геофизической партии, ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (МАГЭ), г. Мурманск; e-mail: vitalyzhu@yandex.ru
- Заец Лариса Николаевна, к.геол.н., с.н.с., Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина; e-mail: larysa_zaiets@ukr.net
- Колодяжный Сергей Юрьевич, д.г.-м.н., гл.н.с., ФГБУН РАН Геологический институт Российской академии наук (ГИН РАН), г. Москва; e-mail: kolod63@mail.ru
- Кузнецов Николай Борисович, д.г.-м.н., гл.н.с., завлабораторией тектоники консолидированной коры ФГБУН РАН Геологический институт Российской академии наук (ГИН РАН), г. Москва; e-mail: kouznikbor@mail.ru
- Морозов Алексей Николаевич, к.т.н., в.н.с., ФГБУН Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), г. Москва, в.н.с. ФИЦКИА УрО РАН им. Н. П. Лаверова, г. Архангельск; e-mail: morozovalexey@yandex.ru
- Николаева Светлана Борисовна, к.г.-м.н., с.н.с., ИГ ФИЦ КНЦ РАН, г. Апатиты; e-mail: nikolaeva@geoksc.apatity.ru
- Нилов Михаил Юрьевич, н.с., ИГ ФИЦ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск; e-mail: mnilov@rambler.ru
- Романюк Татьяна Валентиновна, д.ф.-м.н., гл.н.с., ФГБУН Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), г. Москва; e-mail: t.romanyuk@mail.ru
- Терехов Евгений Николаевич, д.г.-м.н., в.н.с., ФГБУН РАН Геологический институт Российской академии наук (ГИН РАН), г. Москва; e-mail: terekhoff.zhenya@yandex.ru
- Федоров Андрей Викторович, к.ф.-м.н., директор, Кольский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Апатиты; e-mail: AFedorov@krsc.ru, andrey_v_fedorov@inbox.ru
- Цветкова Татьяна Алексеевна, в.н.с., к.ф.-м.н., Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина; e-mail: tsvetas@ukr.net
- Шаров Николай Владимирович, д.г.-м.н., гл.н.с., ИГ ФИЦ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск; e-mail: sharov@krc.karelia.ru
- Шварев Сергей Валентинович, к.т.н., в.н.с., завлабораторией Института географии РАН, г. Москва, в.н.с. Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва; e-mail: shvarev@igras.ru, e-mail: shvarev@ifz.ru
- Яковлев Евгений Юрьевич, к.г.-м.н., завлабораторией экологической радиологии ФИЦКИА УрО РАН им. Н. П. Лаверова, г. Архангельск; e-mail: yakovlev_eu@inbox.ru

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ	6
ВВЕДЕНИЕ (<i>Н. В. Шаров</i>)	7
Глава 1. ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА БЕЛОМОРЬЯ (<i>А. С. Балугев</i>)	9
1.1. Фундамент Восточно-Европейской платформы. Фенноскандинавский щит (<i>Е. Н. Терехов, А. С. Балугев</i>)	10
1.2. Русская плита Восточно-Европейской платформы	23
1.2.1. Палеорифтовая система Белого моря (<i>А. С. Балугев, В. А. Журавлев, Е. Н. Терехов</i>)	23
1.2.2. Литолого-стратиграфическая характеристика грабенового выполнения рифтовой системы Белого моря и перекрывающих комплексов	40
1.2.2.1. Синрифтовый комплекс (<i>А. С. Балугев, В. А. Журавлев</i>)	40
1.2.2.1.1. Геохимические особенности терригенных пород терской свиты (<i>Е. Н. Терехов</i>)	46
1.2.2.1.2. Проблема времени формирования терской свиты (<i>А. С. Балугев, Н. Б. Кузнецов</i>)	49
1.2.2.1.3. Исследование зерен детритового циркона из пород терской свиты (<i>Н. Б. Кузнецов, Т. В. Романюк</i>)	52
1.2.2.1.4. О возрасте терской свиты и времени заложения Керецкого и Кандалакшского грабенов (<i>Н. Б. Кузнецов, Т. В. Романюк, А. С. Балугев</i>)	56
1.2.2.2. Строение плитного комплекса восточной части Беломорского региона (Мезенская синеклиза) (<i>А. С. Балугев</i>)	58
1.2.2.3. Строение северной перикратонной области ВЕП (<i>А. С. Балугев</i>)	60
1.3. Внутриплитный магматизм Беломорского региона в неогее (<i>А. С. Балугев, Е. Н. Терехов</i>)	65
1.3.1. Рифейско-вендский этап магматизма	65
1.3.2. Среднепалеозойский этап магматизма	69
1.4. Область сочленения Восточно-Европейского кратона с Западно-Арктической платформой (<i>А. С. Балугев</i>)	80
Глава 2. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ (<i>Н. В. Шаров</i>)	88
2.1. Результаты глубинных сейсмических исследований земной коры (<i>Н. В. Шаров, В. А. Журавлев</i>)	88
2.1.1. Характеристика морских геофизических работ	88
2.1.2. Раздел Мохоровичича	94
2.2. Трехмерная плотностная модель земной коры (<i>Н. В. Шаров, Б. З. Белаишев, Л. И. Бакунович, М. Ю. Нилов</i>)	98
2.2.1. Результаты геолого-геофизического 2D моделирования вдоль профилей ГСЗ	101
2.3. Трехмерная магнитная модель средней и нижней частей земной коры (<i>М. Ю. Нилов, Н. В. Шаров, Л. И. Бакунович, Б. З. Белаишев</i>)	107
2.4. Глубинное строение земной коры Беломорского региона (<i>Н. В. Шаров, Л. И. Бакунович, Б. З. Белаишев, М. Ю. Нилов</i>)	115

ОГЛАВЛЕНИЕ

2.5. Строение трубок «Пионерская» и «Чидвинская» Архангельской алмазоносной провинции по данным комплекса пассивных геофизических методов (К. Б. Данилов, Е. Ю. Яковлев, Н. Ю. Афонин)	117
2.5.1. Исследование трубки Пионерская месторождения им. М. В. Ломоносова по данным пассивных сейсмических методов	122
2.5.2. Исследование трубки Чидвинская Чидвинско-Ижмозерского поля по данным радиологических методов и микросейсмического зондирования	125
2.6. Основные черты скоростного разреза верхней мантии	130
2.6.1. Вертикальное и латеральное изменение скорости упругих волн в верхней мантии (сейсмология взрывов) (Н. В. Шаров)	131
2.6.2. Скоростное строение верхней мантии Беломорского региона (сейсмология землетрясений) (Т. А. Цветкова, И. В. Бугаенко, Л. Н. Заец)	135
Глава 3. СЕЙСМИЧНОСТЬ БЕЛОМОРЬЯ (А. Н. Морозов, А. В. Федоров, Н. В. Ваганова, А. Н. Виноградов, В. Э. Асминг)	143
3.1. Развитие инструментальных наблюдений	143
3.2. Сейсмологическая изученность	147
3.3. Современная сейсмичность	150
3.3.1. Характеристика исходных данных и алгоритм локации сейсмических событий	151
3.3.2. Особенности проявления современной сейсмичности Беломорского региона	161
Глава 4. ГЕОДИНАМИКА БЕЛОМОРЬЯ (А. С. Балугев)	165
4.1. Современная тектоника Беломорского региона (А. С. Балугев)	165
4.2. Геодинамика новейшего времени (С. Б. Николаева)	176
4.2.1. Гляциоизостазия в районе Беломорской впадины (С. Б. Николаева)	176
4.2.2. Новейшая морфоструктура и локальные дифференцированные блоковые перемещения (С. Б. Николаева, С. В. Шварев)	181
4.2.3. Позднеплейстоцен-голоценовая сейсмичность и сейсмодетформации (С. Б. Николаева)	186
4.3. История тектонической эволюции Беломорского региона (А. С. Балугев, С. Ю. Колодяжный)	191
4.3.1. Архейский этап	192
4.3.2. Палеопротерозойский этап	192
4.3.3. Средне-позднерифейский этап	194
4.3.4. Венд-кембрийский этап	199
4.3.5. Среднепалеозойский этап	200
4.3.6. Позднекайнозойский (современный) этап	202
4.3.7. Геодинамическая модель эволюции Беломорского региона	205
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (Н. В. Шаров, А. С. Балугев)	209
ЛИТЕРАТУРА	213
КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ	235

CONTENTS

PREFACE	5
LIST OF ABBREVIATIONS	6
INTRODUCTION (<i>N. V. Sharov</i>)	7
Chapter 1. GEOLOGY AND TECTONICS OF THE WHITE SEA REGION (<i>A. S. Baluev</i>)	9
1.1. East European Platform basement. Fennoscandian Shield (<i>E. N. Terekhov, A. S. Baluev</i>)	10
1.2. Russian Plate of the East European Platform	23
1.2.1. Paleorift system of the White Sea (<i>A. S. Baluev, V. A. Zhuravlev, E. N. Terekhov</i>)	23
1.2.2. Lithologo-stratigraphic description of the graben filling of the White Sea rift system and overlying complexes	40
1.2.2.1. Synrift complex (<i>A. S. Baluev, V. A. Zhuravlev</i>)	40
1.2.2.1.1. Geochemical characteristics of terrigenous rocks in the Tersk Suite (<i>E. N. Terekhov</i>)	46
1.2.2.1.2. Problem in the time of formation of the Tersk Suite (<i>A. S. Baluev, N. B. Kuznetsov</i>)	49
1.2.2.1.3. Analysis of detrital zircon grains from Tersk rocks (<i>N. B. Kuznetsov, T. V. Romanyuk</i>)	52
1.2.2.1.4. On the age of the Tersk Suite and the time of formation of the Keretz and Kandalaksh grabens (<i>N. B. Kuznetsov, T. V. Romanyuk, A. S. Baluev</i>)	56
1.2.2.2. Structure of the plate complex in the eastern White Sea Region (Mezen syncline) (<i>A. S. Baluev</i>)	58
1.2.2.3. Structure of the northern pericratonic zone of EEP (<i>A. S. Baluev</i>)	60
1.3. Neogaeon intraplate magmatism of the White Sea Region (<i>A. S. Baluev, E. N. Terekhov</i>)	65
1.3.1. Riphean-Vendian stage of magmatism	65
1.3.2. Middle Paleozoic stage of magmatism	69
1.4. East European Craton – West Arctic Platform conjugation zone (<i>A. S. Baluev</i>)	80
Chapter 2. DEEP STRUCTURE OF THE EARTH CRUST AND THE UPPER MANTLE AS SHOWN BY GEOPHYSICAL DATA (<i>N. V. Sharov</i>)	88
2.1. Results of the deep seismic studies of the earth crust (<i>N. V. Sharov, V. A. Zhuravlev</i>)	88
2.1.1. Description of marine geophysical studies	88
2.1.2. M-discontinuity	94
2.2. 3D density model of the earth crust (<i>N. V. Sharov, B. Z. Belashev, L. I. Bakunovich, M. Yu. Nilov</i>)	98
2.2.1. Results of geologo-geophysical 2D modelling along DSS profiles	101
2.3. 3D magnetic model of the middle and lower portions of the earth crust (<i>M. Yu. Nilov, N. V. Sharov, L. I. Bakunovich, B. Z. Belashev</i>)	107
2.4. Deep crustal structure of the White Sea Region (<i>N. V. Sharov, L. I. Bakunovich, B. Z. Belashev, M. Yu. Nilov</i>)	115
2.5. Structure of Pionerskaya and Chidvinskaya pipes in the Arkhangelsk Diamondiferous Province revealed by passive geophysical methods (<i>K. B. Danilov, E. Yu. Yakovlev, H. Yu. Afonin</i>)	117
2.5.1. Passive seismic study of Pionerskaya Pipe from M. V. Lomonosov deposit	122
2.5.2. Study of Chidvinskaya Pipe from the Chidvinsko-Izhmozerian Field using radiological methods and microseismic sounding	125
2.6. Main features of the high-velocity section of the upper mantle	130

CONTENTS

2.6.1. Vertical and lateral variation in elastic wave velocity in the upper mantle (explosion seismology) (N. V. Sharov)	131
2.6.2. High-velocity structure of the upper mantle of the White Sea Region (earthquake seismology) (T. A. Tsvetkova, I. V. Bugaenko, L. N. Zaets)	135
Chapter 3. SEISMICITY OF THE WHITE SEA REGION (A. N. Morozov, A. V. Fedorov, N. V. Vaganova, A. N. Vinogradov, V. E. Asming)	143
3.1. Evolution of instrumental monitoring	143
3.2. Coverage of seismological studies	147
3.3. Modern seismicity	150
3.3.1. Characteristics of reference data and an algorithm for locating seismic events	151
3.3.2. Manifestation pattern of modern seismicity in the White Sea Region	161
Chapter 4. GEODYNAMICS OF THE WHITE SEA REGION (A. S. Baluev)	165
4.1. Modern tectonics of the White Sea Region (A. S. Baluev)	165
4.2. Neo-geodynamics (S. B. Nikolaeva)	176
4.2.1. Glacioisostasy in the White Sea Depression area (S. B. Nikolaeva)	176
4.2.2. Recent morphostructure and local differentiated block movements (S. B. Nikolaeva, S. V. Shvarev)	181
4.2.3. Late Pleistocene-Holocene seismicity and seismic deformation (S. B. Nikolaeva)	186
4.3. Tectonic evolution of the White Sea Region: background (A. S. Baluev, S. Yu. Kolodyazhny)	191
4.3.1. Archean stage	192
4.3.2. Paleoproterozoic stage	192
4.3.3. Middle-Late Riphean stage	194
4.3.4. Vendian-Cambrian stage	199
4.3.5. Middle Paleozoic stage	200
4.3.6. Late Cenozoic (modern) stage	202
4.3.7. Geodynamic evolution model of the White Sea Region	205
CONCLUSIONS (N. V. Sharov, A. S. Baluev)	209
REFERENCES	213
BRIEF INFORMATION ABOUT THE AUTHORS	235

Научное издание

**СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА
ЛИТОСФЕРЫ БЕЛОМОРЬЯ**

Ответственный редактор Н. В. Шаров

*Печатается по решению Ученого совета
Института геологии КарНЦ РАН*

Редактор *Л. В. Кабанова*
Оригинал-макет *М. И. Федорова*

Фото на обложке:
Остров Костьян в проливе Великая Салма Белого моря
(автор *И. Ю. Георгиевский*)

Подписано в печать 01.09.21. Формат 60×84¹/₈.
Гарнитура Times New Roman. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 26,0. Усл. печ. л. 27,90.
Тираж 300 экз. Заказ № 679.

Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр Российской академии наук»
Редакционно-издательский отдел
185003, Петрозаводск, пр. А. Невского, 50

