ISSN 0002-3272

ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

С.Ю. Колодяжный

СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ

ГЕОС

Российская академия наук
Геологический институт

Российский фонд фундаментальных исследований

Russian Academy of Sciences
Geological Institute

The Russian Foundation for Basic Research

Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932
Vol. 572

S.Yu. Kolodiazhnyi

Paleoproterozoic structural-kinematic evolution of the South-East Baltic Shield

Moscow
GEOS
2006

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году
Вып. 572

С.Ю. Колодяжный

Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое

Москва
ГЕОС
2006

УДК 551.243 (575.1)
ББК 26.323
Т 78

Ответственный редактор
М.Г. Леонов

Редакционная коллегия:
М.Г. Леонов (*главный редактор*), *М.А. Ахметьев*,
Ю.О. Гаврилов (*заместитель главного редактора*), *К.Е. Дегтярев*,
Ю.В. Карякин (*ответственный секретарь*), *Ю.Г. Леонов*, *М.А. Семихатов*, *С.Д. Соколов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:
Е.Н. Терехов, *А.М. Мазукабзов*

Труды Геологического института / Геол. ин-т. — М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. — М.: Наука, 1964. –.– ISSN 0002-3272
Т 78
Вып. 572: Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое / С.Ю. Колодяжный; Отв. ред. М.Г. Леонов. — М.: ГЕОС, 2006. — 332 с.: ил. ISBN 5-89118-365-9 (в пер.)

В книге приведено обобщение оригинальных авторских результатов структурно-кинематических исследований в юго-восточной части Балтийского щита, а также представлен анализ широкого спектра геологических, геохимических и геофизических данных. Подробно рассматриваются методика структурно-кинематических исследований, современные данные о геологии региона и геолого-структурные материалы с подробной характеристикой структурно-кинематических парагенезов различных тектонических зон. В итоге впервые для ЮВ части Балтийского щита предлагается кинематическая модель, которая отражает ранее неизвестные для данной территории феномены, связанные с процессами вращения крупных геоблоков, выдавливанием к поверхности глубинных пород в виде субгоризонтальной протрузии, дисгармоничное, но динамически сопряженное структурообразование на разных уровнях коры.

Для геологов, работающих в области региональной и структурной геологии, занимающихся проблемами тектоники и геодинамики, а также для студентов с геолого-структурной специализацией.

Издание осуществляется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 06-05-78044. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по проектам №№ 93-05-9125, 96-05-64412, 99-05-65366; 01-05-64281, 06-05-64848

Responsible Editor
M.G. Leonov

Editorial Board:
M.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*,
Yu.O. Gavrilov (Deputy Editor-in-Chief), *K.E. Degtyarev*,
Yu.V. Kariakin (Executive Secretary), *Yu.G. Leonov*, *M.A. Semikhatov*, *S.D. Sokolov*, *M.D. Khutorskoy*

Reviewers:
E.N. Terekhov, *A.M. Mazukabzov*

Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. — Moscow: Publishers of the USSR Academy of the Sciences, 1932–1964. — Moscow: Nauka, 1964. –.– ISSN 0002-3272
Vol. 572: Paleoproterozoic structural-kinematic evolution of the South-East Baltic Shield / S.Yu. Kolodiazhnyi; Ed. by M.G. Leonov. — Moscow: GEOS, 2006. — 332 p.: il. (in cloth)

The book introduce original results of structural-kinematic investigations in the south-eastern part of the Baltic shield. Also a broad spectrum of geological, geochemical and geophysical data is represented. Method of structural-kinematic analysis, modern data on geology and structural-geology with detailed performance of structural-kinematic paragenesises for different tectonic zones are represented. The kinematic model of the south-east Baltic shield introduced for the first time throw light upon earlier unknown for the given area phenomenon bounded with processes of rotating of large geoblocks, outsqueezing to the surface of a deep level formations as a subhorizontal protrusion, disgarmonic, but dynamically conjugate structures generation in the different levels of the crust.

The book intended for geologists going regional and structural geology, engaging problems of tectonics and geodynamics, and also for the students with a structural-geology specialization.

Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research, grant 06-05-78044. The work was carry out at financial support of the RFBR, grants 93-05-9125, 96-05-64412, 99-05-65366; 01-05-64281, 06-05-64848

ББК 26.323

© Ю.С. Колодяжный, 2006
© ГИН РАН, 2006
© ГЕОС, 2006

ISBN 5-89118-365-9

Введение

Реконструкция условий тектонической эволюции литосферы в раннем докембрии является одной из наиболее сложных и актуальных задач современной геологии. Согласно эволюционным представлениям, в этот период тектогенез имел специфический характер, не имеющий аналогов в современной геодинамике. Появление новых геолого-геофизических, радиоизотопных и петрохимических данных позволило усомниться в этом положении и использовать актуалистический подход для палеотектонических построений. В частности, для геодинамических реконструкций стали активно использоваться механизмы тектоники плит и представления о формировании мантийных плюмов.

Большинство исследователей сходится во мнении, что к началу протерозоя имела место глобальная смена геодинамических режимов, что было связано с формированием первого в истории Земли суперконтинента Пангеи-0 [Минц и др., 1996; Рундквист и др., 1999; Хаин, Божко, 1988]. Предполагается, что появление крупного сегмента с корой континентального типа способствовало экранированию мантийной энергии и зарождению восходящего потока — мантийного суперплюма, — головная часть которого располагалась и испытывала растекание в основании суперкратона [Бобров, Трубицин, 1997; Рундквист и др., 1999; Шарков и др., 2000]. Следствием этого явились процессы растяжения и деструкции Пангеи-0. Но до какой степени проявился ее распад, был ли он вообще и какими геодинамическими эффектами сопровождался коллапс громадного континента? Однозначного ответа на этот вопрос в настоящее время не существует.

Архейские комплексы Карело-Кольской провинции Балтийского щита к началу протерозоя входили в состав суперконтинента Пангеи-0 [Минц и др., 1996; Рундквист и др., 1999]. Согласно одной из точек зрения, палеопротерозойские процессы растяжения древней коры достигли в этой области стадии формирования океанов с последующим проявлением полных циклов Вилсона. По одной из версий предполагается развитие обширных океанических бассейнов, закрытие которых в конце палеопротерозоя привело к формированию коллизионных поясов Альпийско-Гималайского типа [Балаганский, 2002; Глебовицкий и др., 1996; Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001]. Однако данные палеомагнитных исследований показывают, что составные элементы Карело-Кольской провинции в палеопротерозое не были существенно разобщены [Арестова и др., 1997; Mertanen et al., 1999]. С учетом этого факта были предложены модели, допускающие существование микроокеанов красноморского типа, которые в результате последующих коллизионных событий трансформировались в шовные вулканогенно-осадочные пояса [Минц и др., 1996, 2004; Рундквист и др., 1999]. Нужно отметить, что в настоящее время находки полно развитых офиолитовых ассоциаций в пределах восточной части Балтийского щита единичны. По мнению сторонников плитно-тектонических моделей, это является следствием глубокого эрозионного среза коллизионных орогенов и в этом случае для плитных реконструкций достаточно иметь лишь некоторые члены разреза офиолитов: толеитовые базальты типа MORB, альпинотипные ультрабазиты или известково-щелочные вулканиты островодужного типа и др. [Daly et al., 2001]. Однако для сторонников иных геодинамических моделей эти доводы неубедительны.

Согласно моделям внутриплитной тектоники, деструкция архейской континентальной коры в пределах Карело-Кольского региона не достигла океанической стадии. В этих геодинамических реконструкциях рассматриваются процессы рассеянного континентального рифтогенеза в надплюмовой области и формирования внутриплитных коллизионных гранулито-гнейсовых поясов в межплюмовых зонах [Морозов, 2002б; Шарков и др., 2000]. Для обоснования плюм-тектонических моделей используются петрохимические данные [Куликов и др., 1999; Пухтель и др., 1995; Слабунов и

др., 2001; Шарков и др., 2000; Puchtel et al., 1999], общие сведения о зональности протерозойского магматизма [Рыбаков и др., 2000], а также материалы структурных исследований и результаты тектонофизического моделирования [Морозов, 2002б; Терехов, 2003; Колодяжный, 2001, 2003а]. Вместе с тем, в рамках этих представлений существуют некоторые разногласия по поводу конкретных механизмов проявления мантийных плюмов, их пространственной позиции и геодинамики надплюмовых областей.

Итак, существуют по крайней мере две альтернативные концепции по поводу геодинамики Карело-Кольского региона в палеопротерозое. Противопоставляемые в данном случае законы проявления тектоники плит и внутриплитных процессов, возможно, имеют родственные геодинамические причины. Однако формы их проявления имеют разные механизмы формирования и структурно-вещественной эволюции континентальной коры, расшифровка которых составляет одну их актуальных проблем современной геотектоники.

Не менее актуальная проблема касается особенностей сопряженной эволюции кратонизированных гранит-зеленокаменных областей и подвижных гранулито-гнейсовых поясов. Карело-Кольская провинция и «рассекающий» ее Беломорско-Лапландский пояс являются классическими представителями геодинамических систем такого рода. Механизмам развития данных образований и способам эксгумации глубокометаморфизованных комплексов в данной работе отводится особое внимание.

В настоящее время для изучения Карело-Кольской провинции используются новейшие методы геологических наблюдений, стремительно нарастает база данных петрологических, геохимических и радиоизотопных исследований, появляются новые сведения о глубинном строении региона на основе интерпретаций сейсмопрофилей МОВ ОГТ. Вместе с тем, одни и те же фактические материалы интерпретируются совершенно по-разному. Например, геохимические особенности толеитовых базальтов, коматиитов и бонинитоподобных вулканических пород, широко развитых в данном регионе, позволяют рассматривать их и как океанические (островодужные) образования, и как результат внутриплитного магматизма с проявлением эффектов коровой контаминации мантийных плюмов [Минц и др., 1996; Терехов, 2003; Шарков и др., 2000]. Интерпретации геофизических данных, выполненные разными авторами, в некоторых принципиальных моментах существенно различаются [Глубинное строение..., 2001, 2004]. Геолого-структурные исследования, направленные на выявление крупных тектонических форм, в условиях плохой обнаженности Карело-Кольского региона и почти полного отсутствия глубоких эрозионных врезов дают весьма неоднозначные результаты.

В связи с этим актуальным становится использование новейших методик геологических исследований, дающих дополнительную информацию для решения спорных вопросов. В частности, привлечение данных структурно-кинематического анализа, отражающих характер и направления тектонических перемещений геомасс, существенно дополняет геологические, геохимические и геофизические материалы. Их комплексное использование позволяет строить более адекватные геодинамические модели.

В предлагаемой вниманию работе на основе современных методов структурно-вещественного и кинематического анализов предпринимается попытка реконструировать эволюцию Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое, выявить характер их сопряженного развития и предложить способ эксгумации глубоко метаморфизованных комплексов.

Для этого решались следующие задачи:

1) выявление структурно-вещественных парагенезов различных тектонических зон и оценка условий их формирования;

2) изучение структур — кинематических индикаторов и составление структурно-кинематических схем;

3) детальное картирование ключевых участков с использованием методов дешифрирования дистанционных материалов;

4) анализ характера тектонического размещения магматических и вулканогенно-осадочных комплексов и реконструкция условий их формирования;

5) изучение особенностей метаморфических преобразований и выявление их связей с процессами деформаций;

6) анализ материалов геофизических, литостратиграфических, геохимических и радиоизотопных исследований.

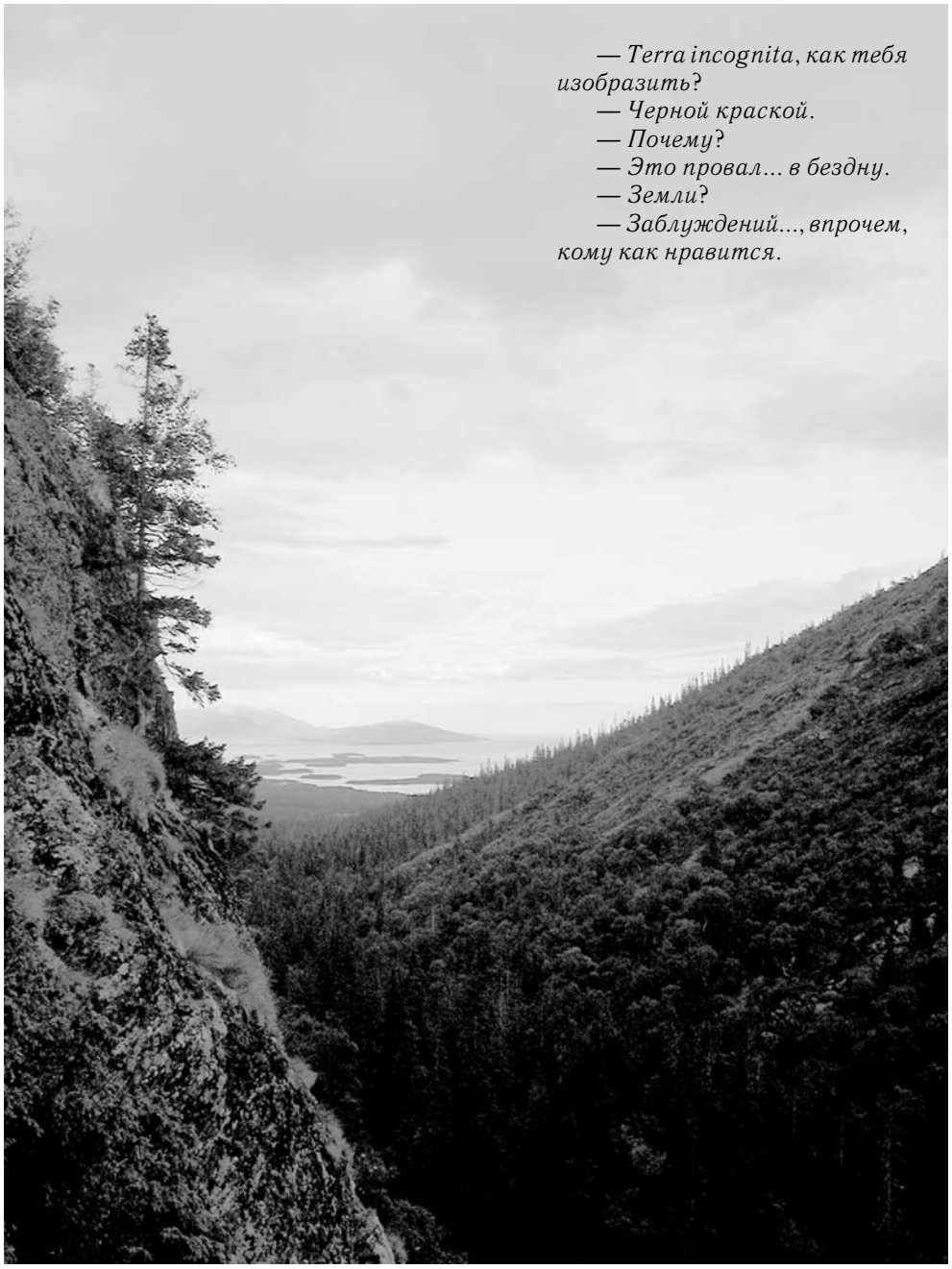
Фактический материал был получен в 1500 точках наблюдений, в пределах которых проводились структурно-кинематические исследования. Составлялись также петроструктурные разрезы с отбором и изучением прозрачных шлифов. В лаборатории Радиоизотопных исследований ГИН РАН

[руководитель В.И. Виноградов] было изучено 20 проб и получены K-Ar и Rb-Sr изотопные возрасты вторичных преобразований в тектонитах ряда сдвиговых зон.

В результате решения перечисленных выше задач была разработана оригинальная геодинамическая модель эволюции Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое. Предлагаемая модель основана на совокупном рассмотрении структурно-кинематических, геолого-геофизических и радиоизотопных данных. Она позволяет судить о характере перемещений геомасс в пределах данной территории и отражает многообразие форм тектогенеза, свойственных активизированным внутриплитным областям древних платформ.

Работа состоит из Введения, 5 глав, и Заключения.

В главе 1 рассмотрена методика структурно-кинематического анализа метаморфических комплексов.



— Terra incognita, как тебя изобразить?
— Черной краской.
— Почему?
— Это провал... в бездну.
— Земли?
— Заблуждений..., впрочем, кому как нравится.

Во 2-й главе приведены сведения о тектоническом районировании Балтийского щита и некоторые современные представления о геодинамике Карело-Кольского региона.

В главах 3 и 4, составляющих 70 % объема работы, содержится фактический материал по геологическому строению Беломорско-Лапландского пояса и Карельского массива, рассмотрены структурно-вещественные и кинематические парагенезы различных тектонических зон, для которых предложены частные геодинамические модели.

В главе 5 имеющиеся данные обобщены в виде единой системы и итоговой модели эволюции Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса.

В Заключении сформулированы основные выводы и обсуждаются ключевые положения работы.

Цветные рисунки, обозначенные в тексте «№ цв.», помещены в конце соответствующих глав.

Благодарности

Неоценимую теоретическую и моральную поддержку, без которой данная работа была бы просто невозможна, оказал М.Г. Леонов, который творчески руководил этими исследованиями на протяжении 1993–2005 гг. Автор благодарит за помощь в исследованиях своих коллег: Д.С. Зыкова, В.И. Виноградова, М.Л. Сомина, В.В. Травина, А.И. Ивлиева, А.В. Полещука, С.Ю. Орлова, Э.Н. Лишневского. Глубокую признательность за консультации автор выражает сотрудникам ОИФЗ РАН — М.Л. Сомину, Ю.А. Морозову, В.В. Эзу; ГИН РАН — А.В. Лукьянову, М.Л. Коппу, Ю.Г. Леонову, М.В. Минцу, В.С. Федоровскому, Е.Н. Терехову; МГУ — Н.А. Божко, В.Г. Талицкому; Геологической службы Австралии — Р.Рутланду. Автор благодарит сотрудников ГИ КарНЦ РАН за первые вводные экскурсии по Карелии и последующие консультации: Ю.Й. Сыстру, А.И. Светову, С.А. Светова, А.Д. Лукашева, В.С. Куликова, В.В. Травина, О.И. Володичева, Л.В. Кулишевич.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 93-05-9125, 96-05-64412, 99-05-65366; 01-05-64281, 06-05-64848, 06-05-78044; научной школы: 96-04243, 00-15-98531), «Фонда содействия отечественной науке» и 6-го конкурса-экспертизы проектов молодых исследователей (грант № 303).

Глава 1
Методика структурно-кинематического анализа

В этой главе на основе анализа опубликованных данных будут рассмотрены базовые положения теории структурно-кинематического анализа, а также некоторые наиболее распространенные структурные формы, которые использовались автором при изучении докембрийских тектонических процессов в пределах Балтийского щита.

1.1. Базовые понятия структурно-кинематического анализа

Вводные замечания

Опыт геологических исследований показывает, что интенсивные структурные преобразования земной коры часто локализованы в протяженных зонах концентрированного проявления деформаций. Такого рода структуры рассматривались как линеаменты, зоны тектонического течения или смятия [Забродин, 1977; Лукьянов, 1991; Паталаха, 1985; Структура..., 1990]. В англоязычной литературе для соответствующих структур существует термин «*зона сдвига*» (*shear zone*), который применяется к широким зонам объемных складчато-разрывных деформаций независимо от их ориентировки в пространстве (крутопадающих и пологих) и имеет механофизический смысл [Choukroune et al., 1987; Hanmer, Passchier, et al., 1991; Ramsay, Huber, 1983, 1987; Ramsay, 1980; Shimamoto, 1989]. В русском переводе представляется наиболее удачным использовать понятие «*зона сдвиговых деформаций*» (противопоставляется термину «сдвиг» в геологическом смысле), так как оно характеризует механизмы формирования структур с позиции представлений о прогрессивном развитии деформаций и сдвиговом тектоническом течении. В структурной геологии важно различать зоны сдвиговых деформаций с надвиговой, сбросовой, сдвиговой и комбинированной кинематикой. Для крутопадающих зон интенсивных складчато-разрывных деформаций, связанных с горизонтальными (сдвиговыми в геологическом смысле) перемещениями, в этой работе будет использоваться термин «*зона сдвиговых дислокаций* (*зона сдвига*)».

Термин «*зона тектонического течения*», сложившийся в российской геологии, несет в себе глубокий смысл. По определению А.В. Лукьянова [1991, с. 26], под «...*тектоническим течением* понимается суммарная картина перемещения вещества литосферы в процессе ее тектонического развития: тектоническое течение масс характеризуется полем векторов перемещения множества точек литосферы и является величиной интегральной, определяемой величинами и направлениями перемещения данного множества точек». Данное определение подразумевает одновременные поступательное движение, вращение и деформацию некоторых обособленных тел геологической среды. При этом автор подчеркивает, что деформация и тектоническое течение взаимосвязаны, но имеют различный смысл. *Деформация* характеризует изменение расстояний между точками по всем направлениям в данном месте за данный отрезок времени, — это величина дифференциальная. Количественно она в каждой точке характеризуется *тензорами* (*эллипсоидом*) *деформации* [Лукьянов, 1991]. В иерархии геологической терминологии понятие «деформация» стоит на более низком уровне по отношению к категории «тектоническое течение». Деформация может отсутствовать в системе жестких недеформированных блоков, вовлеченных в коллажное тектоническое течение.

В основе кинематического анализа лежат все главные положения теории деформации твердых тел. Подробные сведения по этим вопросам содержатся во многих отечественных работах [Гзовский, 1975; Лукьянов, 1980, 1991; и др.]. Ниже

рассмотрим методические аспекты кинематических исследований, основы которых изложены в целом ряде работ [Ramsay, 1980; Ramsay, Huber, 1983, 1987; Hanmer, Passchier, 1991; Ramberg, 1975; Cobbold, Gapais, 1987; Passchier, 1986; Shimamoto, 1989; Казаков, 1976; Копп, 1987; Лукьянов, 1965, 1980, 1991; Милеев, 1978; Морозов, Гептнер, 1997; Паталаха, 1985; Расцветаев, 1987; Талицкий, 1998, 1999; Тевелев, 2002; и др.].

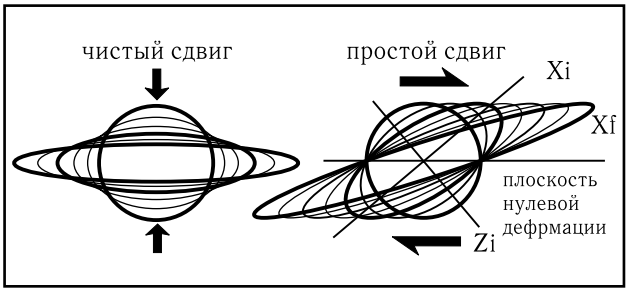


Рис. 1.2. Характер развития деформации чистого и простого сдвига: в процессе развития прогрессивной деформации ряд мгновенных малых изменений формы тела, суммируясь, составляет конечную деформацию. Буквенные обозначения см. на рис. 1.1

Главные оси эллипсоида «мгновенной» и «конечной» деформаций

Исследуя кинематику деформационного процесса, нужно строго различать элементы прогрессивного этапа развивающейся деформации и соответствующие им категории, характеризующие конечные ее результаты. Пространственное положение главных осей и плоскостей эллипсоида деформации начальной и конечной стадий деформационного процесса различается. Поэтому процесс деформации рассматривается как система соотношений «мгновенных» и «конечных» ее составляющих. Положение главной оси «мгновенного удлинения» (Xi), соответствующее положению главных осей напряжения в данный момент времени, может существенно отличаться от пространственной ориентировки «конечной оси удлинения» (Xf), характеризующей результирующую деформацию (рис. 1.1, 1.2). То же самое касается и типов мгновенного — конечного положения оси максимального сжатия (Zi–Zf), а также главных плоскостей касательных напряжений (круговые сечения нулевой деформации эллипсоида).

Коаксиальное и некоаксиальное течение (чистый и простой сдвиг)

Тектоническое течение в литосфере реализуется за счет коаксиального (по модели чистого сдвига), некоаксиального (модель простого сдви-

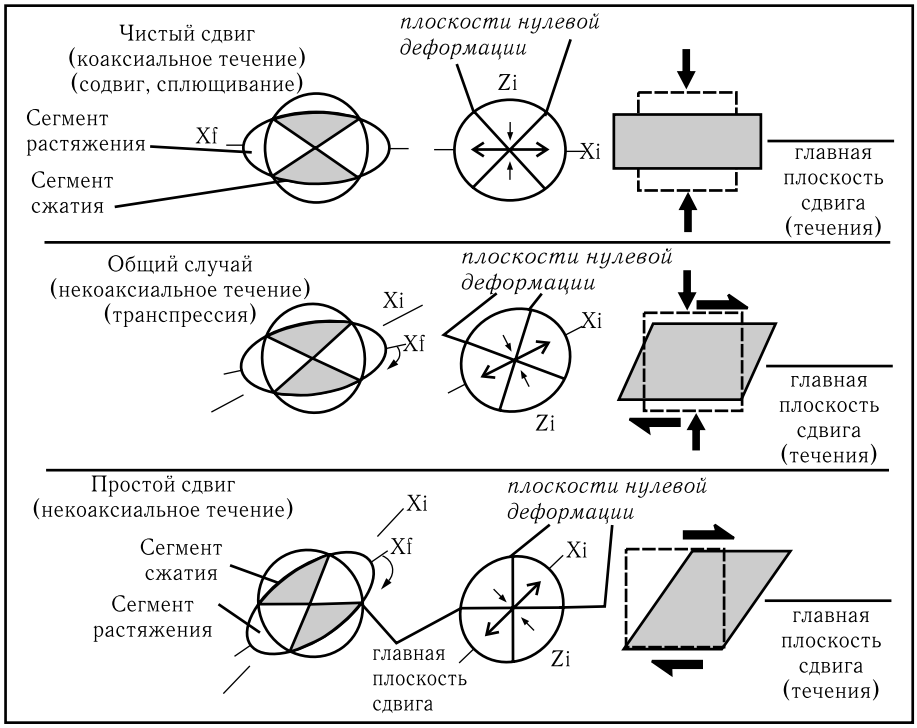


Рис. 1.1. Типы тектонического течения и деформации сдвига

Xi, Zi — главные оси «мгновенного» эллипсоида деформации; Xf — ось главного растяжения «конечного» эллипсоида деформации (по: [Hanmer et al., 1991])

га) и смешанного режимов течения (см. рис. 1.1) [Hanmer, Passchier, 1991]. При развитии простого сдвига соблюдаются следующие условия: 1) плоскость главного сдвига соответствует одной из плоскостей касательных напряжений (круговое сечение эллипсоида деформации); 2) главные оси мгновенного удлинения–сокращения образуют угол 45° с плоскостью сдвига; 3) главные оси конечной деформации вращаются от соответствующих осей мгновенного деформирования в соответствии с составляющей сдвига, другими словами, — деформация накапливается не коаксиально. Это правило касается всех материальных частиц, образующих геологические тела. Из последнего положения вытекает важнейшее правило. *При развитии деформации простого сдвига конечная ось максимального удлинения испытывает однонаправленное вращение к плоскости сдвига*.

Деформация чистого сдвига подчиняется другим правилам: 1) прогрессивное развитие деформации чистого сдвига предполагает статичное положение главных осей деформации, — накопление последней происходит коаксиально; 2) плоскости нулевой конечной деформации испытывают разнонаправленное (симметричное) вращение к поверхности главного сдвига.

Существенным отличием деформации чистого и простого сдвига является характер их прогрессивного развития, выраженный в накоплении бесконечно малых мгновенных изменений формы тел (см. рис. 1.2). Чистый сдвиг предполагает соосное приращение — сокращение главных осей каждого следующего мгновенного эллипсоида деформации; простой сдвиг в процессе такого приращения сопровождается вращением главных осей к плоскости сдвига. При этом главные оси конечной деформации отклоняются от соответствующих осей мгновенного деформирования и испытывают вращение по направлению к плоскости нулевой деформации. Энергетически чистый сдвиг реализуется в основном в изменении формы тел, тогда как при простом сдвиге деформация отдельно взятого тела постепенно затухает и напряжения релаксируют за счет вращения (см. рис. 1.2).

Направление вращения

При кинематическом анализе *главная задача состоит в оценке направления вращения геологических тел*. Второстепенное значение имеют реконструкции характера изменения формы деформируемых объектов. В природе чистый и простой сдвиги чаще совмещены в той или иной пропорции, что значительно осложняет кинематический анализ структур. В этом случае главные оси и плоскости деформаций занимают промежуточное положение между крайними его вариантами (см. рис. 1.1). Сложность состоит в том, что при этом нам неизвестны соотношения между составляющими чистого и простого сдвига; не всегда достоверно реконструируются первичная форма деформируемого тела, его первичное положение в пространстве и направление вращения. Различные пути прогрессивной деформации могут привести к идентичному результату. Если в геологической среде не сохраняются некоторые промежуточные состояния деформации, задача бывает неразрешимой.

Момент вращения. Ситуация чистого сдвига позволяет предполагать, что скорости вращения материальных линий в деформируемом теле имеют различный знак, но усреднено равны нулю. Вдоль главных осей мгновенной деформации вращения не происходит. В случае простого сдвига все материальные частицы испытывают вращение к плоскости течения (главного сдвига). Компонент вращения, отраженный усредненной скоростью вращения материальных частиц по отношению к главным осям мгновенной деформации, называется *моментом вращения* (vorticity) [Means et al., 1980]. Поля скоростей вращения для всех типов течения разделяются на домены плоскостями нулевых угловых скоростей. При чистом сдвиге эти домены симметричны и равны по площади и характеризуются вращением противоположного знака (рис. 1.3). Для простого сдвига домены имеют единую компоненту вращения. В общем случае на фоне главного домена, характеризующего преобладающую компоненту вращения объемного течения, существует малый сектор угла β, ограниченный двумя направлениями нулевой угловой скорости. Материальные линии, ориентированные в соответствии с этим угловым сегментом, будут испытывать антитетическое вращение (см. рис. 1.3).

Типы течения могут быть рассмотрены в сопоставлении угловой скорости и скорости удлинения материальных линий как функции ориентировки по отношению к направлению нулевой скорости удлинения и охарактеризованы *скалярной величиной момента вращения* [Hanmer, Passchier, 1991]. На рис. 1.3 показаны кривые угловой

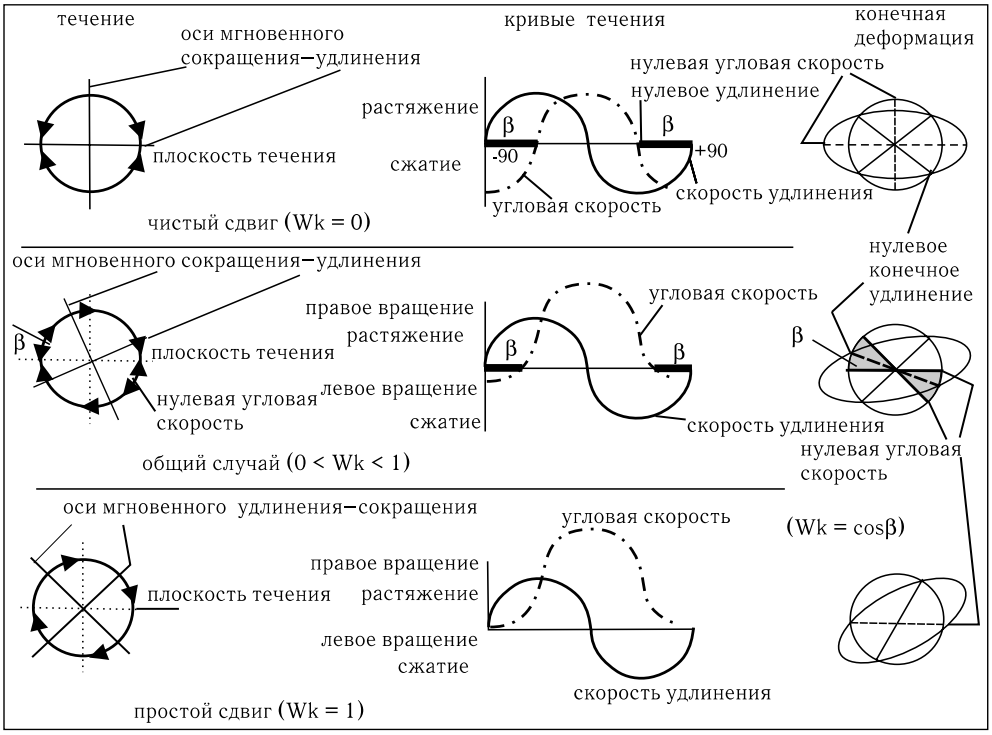


Рис. 1.3. Диаграммы, отражающие соотношения направлений (скоростей) вращения деформируемых тел и характер деформации для различных видов тектонического течения. Кинематическое число момента вращения (Wk = cosβ) (по: [Hanmer, Passchier, 1991])

Пояснение см. в тексте

скорости и скорости удлинения материальных линий. С увеличением степени некоаксиальности кривые угловых скоростей перемещаются на графике вверх, тогда как кривые скорости удлинения остаются в постоянном положении. При этом угол β между плоскостями нулевых угловых скоростей уменьшается. Таким образом, *скалярная величина момента вращения* (Wk = cosβ) является величиной, характеризующей степень некоаксиальности течения, т.е. соотношение составляющей чистого и простого сдвига [Cobbold, Gapais, 1987]. При чистом сдвиге ее величина равна нулю (β = 90°), что отражает симметричное по отношению к оси ординат взаимокомпенсирующее вращение материальных линий (см. рис. 1.3). Простой сдвиг (β = 0°, Wk = 1) предполагает однонаправленное вращение к плоскости течения.

Спин. Момент вращения характеризует внутренний ротационный компонент материальных линий: рассматривается в сопоставлении положения осей мгновенной и конечной деформации. Однако геологическим системам свойственно не только внутреннее, но и внешнее относительное вращение тел в системе пространственных координат более крупного ранга. Для обозначения компоненты вращения тела во внешней системе координат принимается технический термин — «*спин*» [Hanmer, Passchier, 1991]. Если рассматривать, например, отдельную зону некоаксиальных сдвиговых деформаций, занимающую постоянное положение в пространстве, то момент вращения присущ телам различного размера, участвующим в ее строении, тогда как спин равен нулю. Иная ситуация — складка изгиба: материальные линии в ее крыльях могут не иметь внутренней компоненты вращения, но вследствие изгиба по отношению к внешней системе координат, они его испытывают, и появляется внешняя составляющая — спин. Широко распространены случаи (складки со сдвиговым течением в крыльях), когда момент вращения и спин имеют противоположные знаки, а общая ротационная компонента компенсируется их наложением. Другими словами, составляющая вращения складывается из момента вращения и спина.

Разложение типа течения и общей компоненты вращения

В случаях, когда течение отклоняется от модели простого сдвига, общий компонент вращения может локально разложиться на внутренний момент вращения и внешний компонент — спин так, что один из этих компонентов будет стремиться к нулевому значению. В последующем может произойти перераспределение, если условия течения изменяются во времени. В природе явления раз-

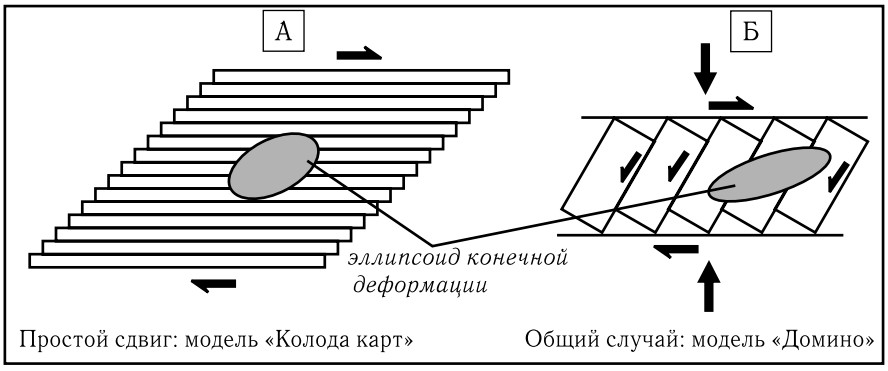


Рис. 1.4. Возможные варианты течения в зависимости от реологических свойств пород (по: [Hanmer, Passchier, 1991])
Пояснение см. в тексте

ложения компонентов течения часто наблюдаются в первоначально гомогенных породах (гранитах и др.), в пределах которых деформации имеют тенденцию к локализации в относительно узких зонах сдвигового течения, ограничивающих объемы слабо деформированных пород [Gapais et al., 1987]. Рассмотрим два гипотетических случая.

1. Материальный слой, находящийся в условиях общего некоаксиального течения, теряет способность к поперечному сокращению и становится «ослабленным» по отношению к плоскости сдвига. Составляющая чистого сдвига исчезает, и система развивается как простой сдвиг по модели «колода карт» (рис. 1.4, А). Такое часто наблюдается в кристаллических сланцах при растворении и удалении зерен кварца, что приводит к обогащению породы слюдами, ориентированными в плоскости сдвига. Порода теряет устойчивость к простому сдвигу, а возможность поперечного сжатия сходит на нет, чешуйки слюды уподобляются колоде карт при простом сдвиге.

2. Обратная ситуация, когда слой приобретает способность преимущественного накопления деформации чистого сдвига, а компонент простого стремится к нулевому значению. В природе это наблюдается при развитии сколов, ориентированных косо к плоскости сдвига: такие системы часто развиваются по модели «домино» (см. рис. 1.4, Б).

В этих примерах тип течения приспосабливается и перераспределяется в зависимости от реологических свойств деформируемой среды.

Теперь рассмотрим ситуацию «вращающейся анизотропии», когда сдвиговая зона ориентирована поперечно к тонко расслоенному матриксу. Этот случай иллюстрируется моделью, соответствующей простому сдвигу, с обособленными деформируемыми пластинками, соединенными шарнирными валиками с внешними стенками (ограничители зоны сдвига) (рис. 1.5, А) [Lister, Williams, 1983]. В процессе развития деформации пластинки вращаются и проскальзывают между собой в соответствии с объемной составляющей сдвига. При этом, чтобы ширина зоны смещения была постоянной (условие простого сдвига), они подвержены продольному растяжению. Внутри пластин локально соблюдаются условия чистого сдвига: мгновенные и конечные оси деформации параллельны, внутренний момент вращения отсутствует, но по отношению к главной плоскости сдвига появляется внешняя составляющая вращения — спин.

Если эту ситуацию сравнить с гомогенным изотропным материалом, находящимся, допустим, в той же зоне сдвига, то в случае «вращающейся анизотропии» общий компонент вращения будет целиком перераспределен в спин, а гомогенный субстрат в этих же условиях будет реагировать на деформацию за счет появления внутреннего момента вращения. Геологические следствия этой ситуации состоят в том, что если наблюдения проводятся на уровне отдельных пластин и не охватывают всю зону сдвига, то выводы о типе течения и составляющей сдвига будут ошибочны.

Случай анизотропии, не испытывающей вращения, предполагает наличие поверхностей, ослабленных для сдвигания, параллельных плоскости течения. Простейшая модельная аналогия — «колода карт», а слюдистые сланцы — характерный геологический пример (см. рис. 1.4, А). В данной ситуации простого сдвига спин равен нулю, а вращательный компонент целиком соответствует моменту вращения.

В случае объемной деформации гомогенной среды (гранит) компоненты чистого и простого сдвигов равномерно распределены по всему объему породы на разных масштабных уровнях (см. рис. 1.5, Б). Но если параллельно плоскости течения появляется узкая зона тонких, не сжимаемых пластин с поверхностями свободного скольжения (зоны милонитов), ситуация изменится (см. рис. 1.5, В). Та-

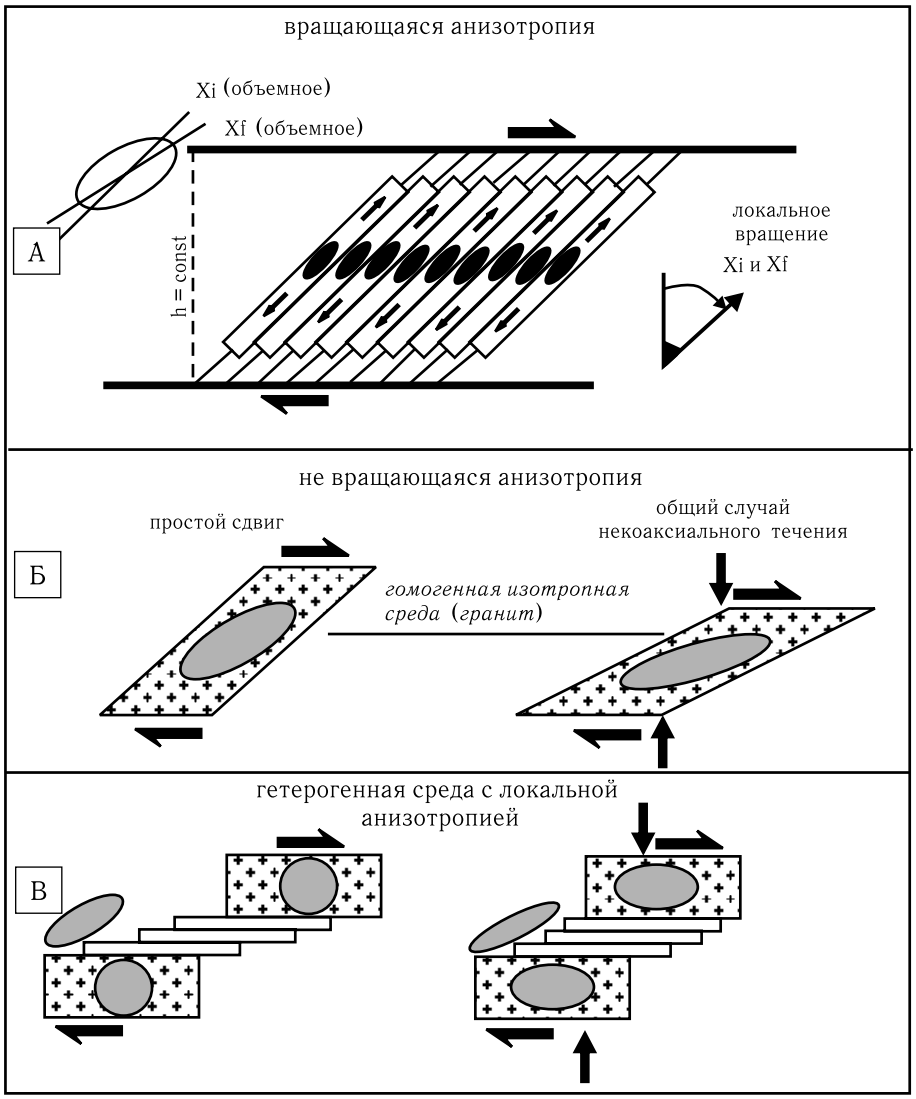


Рис. 1.5. Различные типы анизотропии и разложение объемного течения на составляющие (по: [Hanmer, Passchier, 1991])
Пояснение см. в тексте

кая зона может релаксировать только составляющую простого сдвига, компонента чистого сдвига будет преобладать в смежных объемах изотропного материала. В результате происходят локальное перераспределение и разложение компонентов течения. При этом в изотропных объемах внутренний момент вращения уменьшается или отсутствует, а все ротационные эффекты концентрируются в зоне скольжения.

Пространство и деформация

Проблема соотношения внутреннего момента вращения и внешней вращательной компоненты (спин) связана с вопросом о положении структурообразующих событий в пространстве. Как отмечает А.В. Лукьянов [1989], изначально предполагается, что определенный объем горных пород либо не испытал существенных перемещений и разновременные события происходили в одном и том же месте, либо допускается, что он значительно перемещался и события происходили в различных пространственно разобщенных тектонических обстановках. Опираясь на первую версию, исследователь придет к выводу о полифазных деформациях, развивавшихся в различных условиях. Вторая версия предполагает возможность разновременности одинаковых и одновременности разных событий в соседних структурных зонах.

Возможные ошибки «стационарного» подхода к изучению деформаций горных пород иллюстрируются на примере кристаллического глетчерного льда при течении ледников [Лукьянов, 1989]. Рассматривая результирующие деформационные структуры некоторого объема льда в конечной точ-

ке течения ледника (если допускать фиксированное ее положение), можно получить сложную картину последовательной смены ориентировки внешних полей напряжений и соответственно охарактеризовать этапы деформации. Но, зная, что ледник перемещался и что в процессе течения данная точка последовательно прошла через различные динамические ситуации (области выжимания, нагнетания и др.), вывод получится совершенно иной: причина сложного наложения структур в данном объеме не в смене внешних полей напряжений, а в различных динамических условиях в пределах области перемещения ледника. Данный пример иллюстрирует, что от правильного выбора системы координат (в случае ледника внешняя система координат привязана к его ложу) зависит степень корректности изучения деформационных процессов.

Геологические тела чаще имеют размеры, значительно превышающие размер объектов, доступных непосредственному наблюдению в поле. Поэтому геологам приходится судить о глобальных тектонических явлениях по локальным структурным наблюдениям мезо- и микроуровней. Прямая интерполяция в рамках существующего пробела в области наблюдений была бы возможна лишь в случае соответствия геологической среды непрерывной изотропно-гомогенной системе. Однако в природе ничего подобного не наблюдается. Природные объекты гетерогенны: часто обладают расслоенностью и сложным реологическим строением. Все структуры и геологические тела рано или поздно прерываются в пространстве, из чего следует, что и однородная деформация всегда где-то заканчивается и сменяется совершенно иной [Лукьянов, 1989].

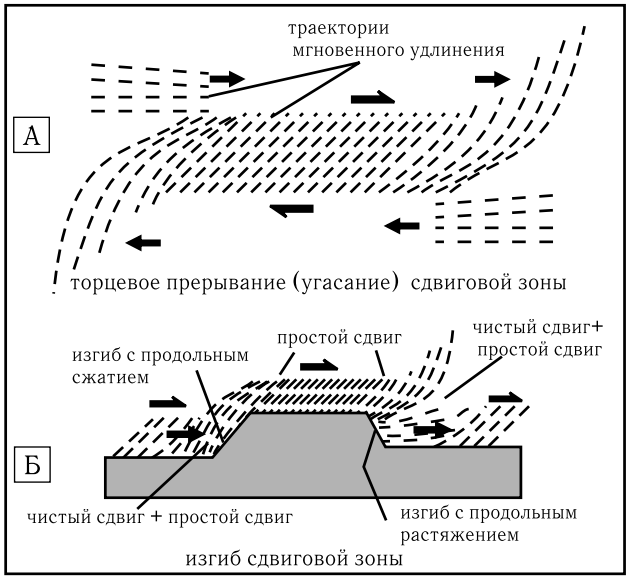


Рис. 1.6. Траектории мгновенного удлинения в торцевых прерываниях и изгибах сдвиговых зон (по: [Hanmer, Passchier, 1991], адаптировано)

Действительно, даже просто организованные зоны сдвиговых дислокаций отличаются существенными вариациями в характере деформаций вдоль и вкрест простирания. Например, зона, характеризуемая ситуацией простого сдвига на всем своем протяжении, в области торцевого прерывания закономерно трансформируется в системы с поперечным ей растяжением и продольным сжатием. Эта ситуация отражается в характерном положении траекторий осей растяжения (рис. 1.6, А). Сходная ситуация, с соответствующим положением траекторий удлинения, может наблюдаться и в случаях изгиба самой сдвиговой зоны (см. рис. 1.6, Б). Эти примеры иллюстрируют смену типов сдвигового течения в пространстве по простиранию единой зоны, а также отражают неоднородность деформаций и прерывистость геологической среды.

Прогрессивное развитие деформации

Теперь рассмотрим, что же происходит с материальными линиями в процессе непрерывного течения за определенный промежуток времени. Во всех типах течения существуют плоскости нулевой угловой скорости и нулевой мгновенной деформации. Последние разделяют сегменты мгновенного растяжения (развиваются соответствующие структуры, например, будины) и сжатия (характерна складчатость). При прогрессивной деформации материальные линии вращаются от сегментов мгновенного сжатия к области мгновенного растяжения и, поэтому, появляется новый промежуточный сегмент, где располагаются линии, испытавшие смену режима сжатия режимом растяжения (будинированные складки) (рис. 1.7) [Choukroune et al., 1987]. В процессе развития деформации угловая величина этого сегмента возрастает за счет уменьшения сектора «чистого» растяжения.

При чистом сдвиге главные плоскостные элементы мгновенного кинематического состояния расположены симметрично относительно осей мгновенного удлинения — сжатия. Вращение также обладает симметрией, что предопределяет

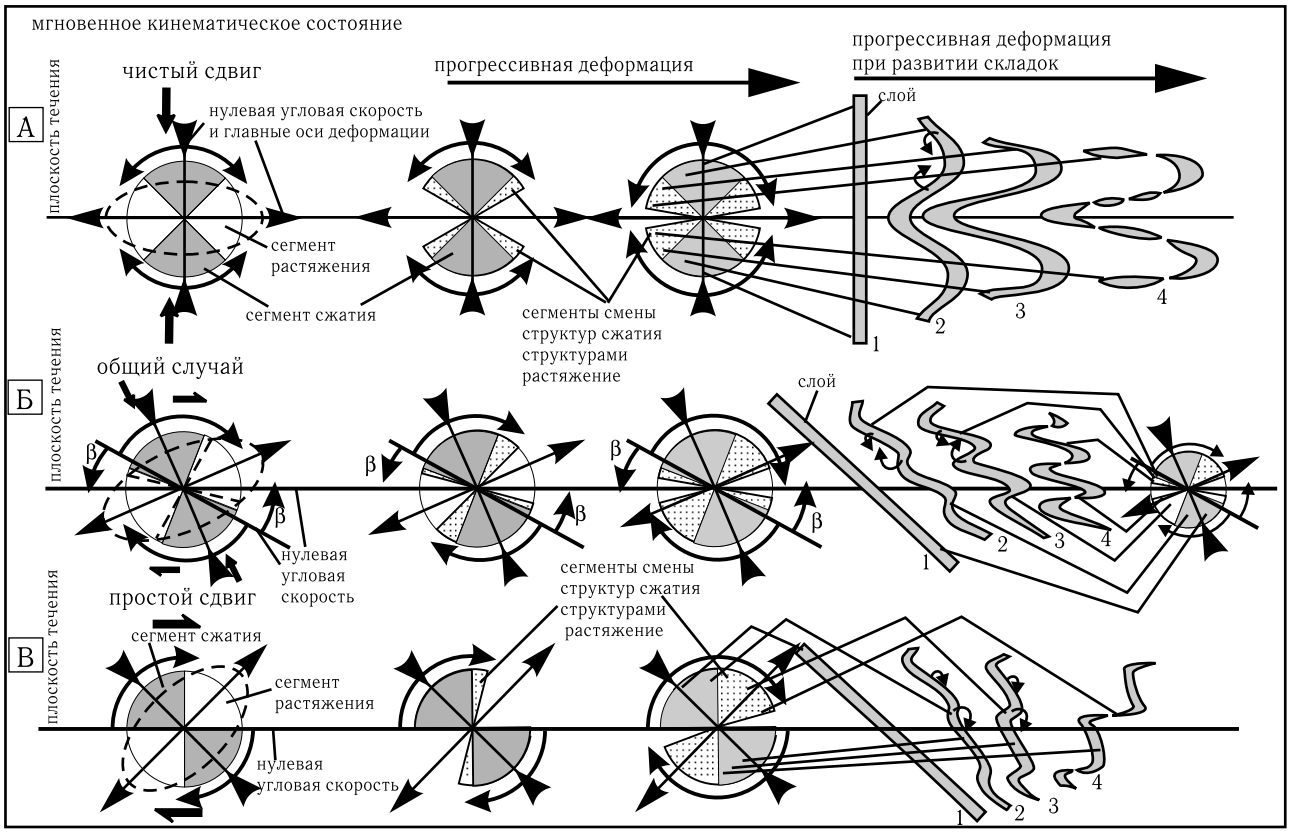


Рис. 1.7. Прогрессивное развитие сдвиговой деформации для различных ее видов и связанные с этим особенности формирования складчатых структур (по: [Choukroune et al., 1987], адаптировано)
Пояснения см. в тексте

симметричное последовательное наращивание секторов наложения структур растяжения на структуры сжатия (см. рис. 1.7, А). Такое течение обладает ромбической симметрией. Для примера рассмотрим развитие складок в условиях чистого сдвига (коаксиального течения). Равные и симметрично направленные относительно оси мгновенного сжатия векторы скоростей вращения материальных линий предопределяют одинаковую скорость встречного вращения слоев в крыльях складок. Последовательно развиваются симметричные пликативные структуры, степень сжатия которых увеличивается в связи с нарастанием интенсивности вращения. С момента, когда ориентировка слоев в крыльях складок становится параллельной сектору растяжения, они подвергаются утонению и растяжению в плоскости течения вплоть до развития будинаж-структур (см. рис. 1.7, А, справа).

Некоаксиальное течение, в том числе ситуация простого сдвига, характеризуется моноклинным типом симметрии (см. рис. 1.7, В). Это соответствует единственному или преобладающему в скоростном отношении направлению вращения материальных линий. Секторы структур «сжатия–растяжения» наращиваются преимущественно в одну сторону и имеют лишь малое обратное приращение в случае присутствия составляющей чистого сдвига. На примере складчатых структур это отражается в более интенсивном и быстром вращении одних крыльев (как правило, коротких) и более медленном, часто противоположно направленном, повороте других. Развиваются асимметричные складки. Крылья, испытывающие вращение в соответствии с главной составляющей сдвига, раньше попадают в область растяжения и раньше приводятся к плоскости сдвига, в соответствии с чем они первыми испытывают будинаж и разрыв (см. рис. 1.7, В, справа). Между крайними случаями ситуаций чистого и простого сдвигов возможны бесконечное множество промежуточных вариантов (см. рис. 1.7, Б). Типы симметрии тектонического течения проявляются в различных структурах от микро- до мегауровней. Симметрия отдельных структур и структурных соотношений отражает симметрию

конечной деформации и характеризует составляющую вращения — важнейший кинематический индикатор.

Деформации в неоднородных средах и дилатансия

Согласно правилам классической механики сплошных сред, деформированное и напряженное состояние разделяется на две независимые компоненты: на изотропную компоненту (объемная деформация, гидростатическое давление) и компоненту, характеризующую отклонение от изотропного состояния (тензор деформации, девиатор напряжения). Девиатор напряжений рассматривают как некоторую комбинацию касательных напряжений [Рейнер, 1963]. Гидростатическое давление (напряжение) вызывает только объемное изменение, тогда как изменение формы обусловлено девиатором напряжений, т.е. касательными напряжениями, вызывающими только сдвиг. Однако еще в прошлом веке экспериментальными работами О.Рейнольдса было обнаружено фундаментальное свойство неоднородных (зернистых) масс, не укладывающееся в представления о классической механике сплошных сред. Оно заключалось в способности материалов изменять объем при сдвиге, — этот эффект был назван дилатансией [Reynolds, 1885].

В.Н. Николаевский [1984] на основании экспериментальных данных предположил, что причиной дилатансии геоматериалов является формирование и перестройка поровых и трещинных систем в области неупругих деформаций. Теоретическими и практическими исследованиями В.Г. Талицкого [1998] было показано огромное значение при развитии дилатансии процессов растворения под давлением (компрессионная ползучесть). Компрессионная ползучесть, по мнению этого исследователя, является антиподом трещинообразования и сопровождается отрицательным дилатансионным эффектом. Этот селективный механизм действует не повсеместно, а выборочно, в зависимости от реологических свойств пород, физико-химических условий и типа нагружения. С ним связано появление в деформированных породах парагенетически связанных структур растворения и переотложения вещества: сланцеватости, кливажа, стилолитовых швов, с одной стороны, и теней давления, линейных и седловидных жил, межбудинной минерализации и т.п. — с другой [Талицкий, 1994]. Структуры растворения и переотложения могут сосуществовать вместе, но могут быть и разделены в пространстве, что обусловливает компенсированное изменение объемов от области оттока к области поступления вещества.

В деформируемых толщах земной коры сосуществуют потенциальные области положительной и отрицательной дилатансии, между которыми в процессе деформации осуществляется массообмен. Причина развития парных антиподовых областей дилатансии кроется в неоднородной иерархически построенной из разномасштабных структур геологической системе. Нагружение такой системы порождает в ней концентраторов (или аттракторов) сжимающих и растягивающих напряжений, т.е. областей компрессии и декомпрессии, в которых концентрируется деформация различного типа [Талицкий, 1994, 1998]. Это положение влечет за собой другое: особенности деформаций определяются не столько характером внешних напряжений, сколько реологическими свойствами пород, представленными в отношении к внешней нагрузке и физико-химическим условиям. Если это так, то все споры о преобладании режимов сжатия или растяжения, об унаследованности этапов деформации и структур отчасти теряют смысл, так как на самом деле режим, тип и конкретные «фигуры» деформации были заданы и заложены изначально в самой геологической среде, — в ее механофизических неоднородностях.

Получается, что предметом геодинамики являются не внешние силы, обусловливающие движения земной коры, а внутренние неоднородности литосферы, релаксирующие и приспосабливающие к себе эти силы. Действительно, имеется немало геологических примеров, вроде бы подтверждающих этот вывод: долгоживущие разрывные нарушения, трансвременные гранитогнейсовые купола [Летников и др., 2000], унаследованное развитие тектоногенных впадин и бассейнов. Однако, по-видимому, данный принцип соблюдается лишь в рамках определенных масштабных уровней. Скорее следует говорить о том, что неоднородности более высокого уровня организации выступают в качестве внешних сил и причин преобразований в неоднородностях соподчиненного уровня [Талицкий, 1998]. Аналогия сказанному — развитие рифтовых систем, связанных отчасти с реологическими неоднородностями литосферы, но подчиненных неоднородностям мантийного уровня.

Таким образом, при рассмотрении деформации геологических тел необходимо учитывать всю

иерархическую систему разноранговых неоднородностей, образующих соподчиненные ряды. Прежде всего, это существенно при разработке систем классификации разноранговых структурно-кинематических парагенезов, типов делимости литосферных плит и внутриплитных шовных зон.

Транспрессия и транстенсия

В последнее время геодинамические понятия — транспрессия и транстенсия [Harland, 1971] — стали широко использоваться при описании ситуации общего некоаксиального тектонического течения [Jones, Tanner, 1995; Ramsay, Huber, 1987; Sanderson, Marchini, 1984; Морозов, 1999]. В геомеханическом плане данные термины обозначают сочетание чистого и простого сдвигов: транспрессия — одновременное действие сдвига и сжатия, транстенсия — сдвиг на фоне растяжения [Морозов, Гептнер, 1997]. В отечественной геологии существуют аналогичные понятия — сдвиг с содвигом и сдвиг с раздвигом [Лукьянов, 1963; Расцветаев, 1987]. В контексте данной работы понятия транспрессия и транстенсия будут использоваться при описании крупных тектонических зон и структур, по отношению же к элементарным структурам мезо- и микроуровней, видимо, имеет смысл использовать термины иного ранга, — общее некоаксиальное течение, простой и чистый сдвиг.

Учитывая принципы деформации в неоднородных средах (см. выше), по-видимому, в рамках одного масштабного уровня явления транспрессии и транстенсии следует комплементарно связывать друг с другом: развитие структуры с преобладающим сжатием неизбежно влечет за собой формирование компенсирующих областей растяжения. Примерами являются купола и окружающие их депрессии, области выжимания и нагнетания тектонических зон, динамопары надвиг — фронтальная (тыловая) депрессия, пулл-апарт — цветочная структура [Копп, 1997; Леонов М., 1993б, 1994б; Лукьянов, 1965, 1991; Морозов, Гептнер, 1997].

Структурно-кинематические парагенезы

Понятия структурные и структурно-кинематические парагенезы во многом идентичны с той разницей, что если в первом случае мы имеем в виду просто определенное сообщество совместимых структур, то во втором — для нас является главным их кинематический смысл и степень соответствия общей объемной кинематике деформационного процесса. Представления о структурных парагенезах активно развиваются в российской геологии благодаря работам А.В. Лукьянова, Л.М. Расцветаева, Е.И. Паталахи, М.Г. Леонова, В.С. Милеева, А.Н. Казакова, М.Л. Коппа, В.Г. Талицкого, Ю.А. Морозова и многих других исследователей [Лукьянов, 1963, 1965, 1989, 1991; Паталаха, 1985; Казаков, 1976; Копп, 1997; Леонов М., 1988, 1993б; Милеев, 1978; Морозов, 1999; Расцветаев, 1987; Талицкий, 1994, 1998, 1999, 2002]. Существует немало определений понятия «структурный парагенез».

«Структурным парагенезом является совокупность всех структурных форм, сформировавшихся одновременно в едином генеральном поле напряжений» [Милеев, 1978, с. 45].

«Под парагенетическим семейством дизъюнктивов... мы понимаем такое единственное множество разнородных дизъюнктивов или их систем, все члены которых имеют... общую геолого-механическую природу; основными признаками этой их общности являются устойчивость (неоднократная повторяемость) и (или) закономерность (геолого-геометрическая упорядоченность) их пространственных сочетаний» [Расцветаев, 1987, с. 213].

«Тектонофации — это естественные ряды пород по степени деформированности с характерными для них структурными парагенезисами» [Паталаха, 1985, с. 4].

«Парагенезисами структур мы называем такие комплексы (наборы) простейших структурных форм, которые составляют единые тектонические зоны, занимающие определенные объемы горных пород и отличающиеся по структуре от соседних участков. Элементарные структурные формы, входящие в парагенезис, тесно связаны друг с другом. Одинаковые парагенезисы структур встречаются неоднократно в различных местах и среди разных по возрасту структур, образуя сходные по морфологии тектонические зоны. Для выделения парагенезиса структур необходимо, чтобы набор структур, во-первых, составлял единое целое, и, во-вторых, был устойчивым, т.е. повторялся неоднократно» [Лукьянов, 1991, с. 10].

Теория парагенетического анализа находится в стадии активного развития, и формулировки базовых определений несколько разнятся. Ведется активная дискуссия. Как мы видим, в одних опре-

делениях для структурных парагенезов выставлены жесткие временные рамки (одновременность структур), в других — они отсутствуют, но появляются ограничения для парагенетичных форм по степени деформированности или геометрической упорядоченности.

Исходя из представлений о прогрессивном развитии деформационного процесса, подразумевающего непрерывное (растянутое во времени) вращение и трансформацию структур, учитывая принципы деформации в неоднородных средах и дискретность (неравномерность распределения) деформаций, по-видимому, следует принимать более гибкие и обтекаемые определения. Из приведенных выше, наиболее глубокое и полное содержание имеет формулировка А.В. Лукьянова. Она подразумевает пространственное единство деформационно совместимых структур, закономерную повторяемость их сочетаний и тесную связь в динамическом отношении, а также не вносит временных и геометрических ограничений на парагенетичные структурные формы.

По мнению многих исследователей, некоаксиальное течение обусловливает развитие асимметричных структур; эта асимметрия присуща и их сообществам — парагенезам самого разного масштабного уровня [Choukroune et al., 1987; Gapais et al., 1987]. Таким образом, важнейшими элементами, необходимыми для выявления структурно-кинематических парагенезов, являются характер вращения материальных тел и степень асимметрии структур. *Основанием для объединения различных структур в единый кинематический парагенез является степень их соответствия режиму общего объемного течения, существовавшего в период их формирования. Нужно подчеркнуть, что имеются в виду широкие временные интервалы, характеризуемые вполне определенными динамическими и термодинамическими параметрами, смена которых обусловливает появление новых структурно-кинематических парагенезов. Именно единство термодинамических и динамических параметров может обеспечить формирование устойчиво повторяющихся сообществ кинематически совместимых структур, отражающих прогрессивную деформацию.*

При изучении структурно-кинематических парагенезов метаморфических комплексов большое значение имеет их связь с конкретными проявлениями синкинематических вещественных преобразований — магматическими и метаморфическими образованиями, — имеющими возрастные датировки и, следовательно, являющимися важными реперами проявления дислокационных процессов во времени. При наличии такой связи правомерно говорить о едином ***структурно-вещественном парагенезе***, имеющем обоснованные пространственно-временные характеристики. Порода, обладающая определенным структурно-вещественным парагенезом деформационного происхождения и имеющая признаки синкинематического формирования, рассматривается в этой работе как ***тектонит***. При массовых наблюдениях далеко не во всяком обнажении известны изотопные возраста пород тектонитов. Поэтому часто приходится опираться на минерально-структурный облик данных образований, последовательность их проявления и характер наложения. Далее задача сводится к выявлению структур — кинематических индикаторов в рамках того или иного структурно-вещественного парагенеза.

Рассматривая структурно-кинематические парагенезы, мы неизбежно сталкиваемся с рядом проблем: 1) масштабом рассмотрения структур и их парагенезов; 2) разноранговой иерархической организацией структур; 3) кинематическими эффектами при деформации неоднородных сред, связанными с появлением структур разного типа и знака сдвигового течения; 4) явлениями разложения и перераспределения типов течения в локальных зонах.

Изучая структуры на определенном масштабном уровне и обнаруживая большую степень соответствия в их внутренней кинематике, мы восстанавливаем общую объемную картину тектонического течения. Однако с переходом на другой, более высокий масштабный уровень наблюдений, это соответствие нередко теряется: общая региональная ситуация часто отражает совершенно иной тип кинематики и течения. Например, герциниды Центральной Бретани, для которых было обосновано общее некоаксиальное сдвиговое течение правого знака [Jegouzo, 1980; Berthe, Brun, 1980], на более крупном масштабном уровне составляют лишь часть гигантского дугообразного пояса сдвиговых зон Западной Европы с различной кинематикой [Choukroune et al., 1987]. Общая симметрия структур в пределах западного и восточного крыльев дугообразного пояса в большей степени отражает коаксиальное течение. Подобные разноранговые соотношения можно встретить на разных масштабных уровнях, вплоть до обнажения. Из этого следует, что понятие «структурно-

кинематический парагенез» имеет масштабно-иерархические рамки, что было отмечено ранее А.В. Лукьяновым [1991]. При рассмотрении конкретных парагенезов нужно проводить их привязку к определенному масштабному уровню, а при переходе к структурам более высокого ранга рассматривать эти парагенезы в составе структурного рисунка главенствующей структурной единицы [Лукьянов, 1991].

Структурно-кинематические рисунки

Основы представлений о структурных рисунках были заложены А.В. Лукьяновым и в настоящее время активно развиваются [Лукьянов, 1963, 1965, 1989, 1991; Расцветаев, 1987; Копп, 1997; Морозов, Гептнер, 1997]. «Структурными рисунками мы называем устойчивые упорядоченные множества одновозрастных парагенезисов структур. Структурные рисунки соотносятся с парагенезисами структур так же, как ряды формаций с формациями. Однако приходится говорить не о рядах, а о множествах парагенезисов, потому что закономерность структурного рисунка определяется не только последовательностью смены одних парагенезисов другими в каком-либо направлении, а главным образом их взаимной ориентировкой, характером взаиморасположения, т.е. упорядоченностью их множеств» [Лукьянов, 1991, с. 10].

Понятия «парагенез» и «структурный рисунок» являются относительными, составляют пары по принципу «меньшее–большее», и именно в таком направлении должны следовать наблюдения исследователя при кинематическом анализе. Последовательно сменяя масштаб наблюдения от микро- до мегауровней и переходя к региональному плану, мы постепенно из частных локальных кинематических ситуаций реконструируем и приближаемся к оценке общего объемного динамического режима. Использование региональных структурно-кинематических рисунков, без изучения их структурно-парагенетического содержания, может привести к существенным ошибкам. Простейший пример: выявленные при дешифрировании кулисные системы впадин и увалов образуют структурный рисунок, свойственный зонам сдвига, но дальше остается лишь фантазировать, соответствуют ли эти формы режиму сжатия или растяжения и какой знак сдвигового перемещения они отражают? Ответ можно получить лишь на основании изучения структурно-кинематических парагенезов, составляющих данный рисунок.

1.2. Структуры — кинематические индикаторы

Кинематические индикаторы — это структуры, отражающие характер тектонического течения при прогрессивной деформации. Среди них обособлена группа структур — индикаторов сдвиговых деформаций, позволяющих судить о составляющей сдвига при некоаксиальном течении горных пород. Геометрические особенности таких структурных форм отражают момент вращения главных осевых и плоскостных элементов конечного эллипсоида деформации относительно аналогичных составляющих эллипсоида мгновенной деформации или по отношению к плоскости течения. Различным типам течения свойственны разные поля скоростей вращения материальных тел, что обусловливает проявление разных видов симметрии конкретных структур и их сообществ. Симметрия структур, их парагенезов и рисунков отражает характер тектонического течения горных масс и является важным кинематическим индикатором [Choukroune et al., 1987].

Некоторые исследователи выделяют три группы кинематических индикаторов: индикаторы деформации, момента вращения и сдвига [Cobbold, Gapais, 1987]. В реальности эти элементы трудно различить. Однако в классификационных целях это деление имеет смысл для раздельного описания плоскостных структур (индикаторы сдвига) и структур вращения (индикаторы момента вращения).

1.2.1. Плоскостные и линейные структуры

Плоскости течения и сдвига. Эти плоскости всегда соответствуют одной из плоскостей нулевых угловых скоростей, по отношению к которой происходит вращение всех остальных линейно-плоскостых элементов. При прогрессивной деформации ее положение может существенно меняться и поэтому важно различать мгновенную плоскость течения и плоскость сдвига конечной деформации, которая занимает среднее положение мгновенных плоскостей течения.

Выявить плоскость сдвига при полевых исследованиях не составляет труда, когда она непосредственно выражена в виде зоны или обозначена очевидными маркерами [Ramsay, 1980]. Ситуация усложняется, если мы имеем дело с объемными диссипативными сдвиговыми деформациями, рассеянными по площади в виде разноориентированных структур и вторичных сдвиговых зон. До недавнего времени в этом случае геологи пытались решить проблему, используя представления о развитии деформации простого сдвига, и получить искомую плоскость в системе координат, привязанной к конечному эллипсоиду деформации. Однако, как следует из предыдущего описания, деформация простого сдвига — лишь одна из форм его проявления.

Во многих случаях при изучении двумерной деформации было показано, что линейность удлинения (конечная ось максимального растяжения) соответствует направлению сдвига [Lacassin, 1987; Talbot, 1979]. Но также имеется немало наблюдений, зафиксировавших существенные угловые отклонения между этими структурными элементами, что свойственно, как правило, трехмерной транспрессии [Sanderson, Marchini, 1984]. Более надежным является *способ выявления градиента деформации*: *будучи выраженным в векторной форме*, *он всегда перпендикулярен плоскости сдвига* [Ramsay, Graham, 1970] (рис. 1.8). Градиент деформации может быть получен путем площадного изучения характера изменений отдельных тензодатчиков: интенсивности деформации включений (галек), степени линеаризации линейно-плоскостных элементов, интенсивности их вращения, амплитуды смещений и т.д.

Сланцеватость и кливаж. В структурном анализе чаще принимается, что сланцеватость (кливаж сланцеватости) субпараллельна плоскости XY конечного эллипсоида деформации и соответственно перпендикулярна главной оси сжатия. Однако ряд исследователей оспаривают это положение [Елисеев, 1967; Williams, 1977; Hobbs et al., 1976], либо принимают в качестве допущения, упрощающего полевые наблюдения [Gosh, 1982].

В этом отношении интересны взгляды Е.И. Паталахи [1985], рассматривающего кливаж, складчатые структуры и разрывы в качестве единой триады приразломного сдвигового ламинарного течения. В основе его построений лежит флексурная кинематическая модель, отражающая ситуацию простого сдвига (рис. 1.9). Кливаж при этом рассматривается как производная от главного вязкого разрывного нарушения и всегда лежит в его плоскости, т.е. параллелен поверхности течения. Вдоль кливажных поверхностей происходят сдвиговые подвижки, которые на макроуровне обеспечивают «изгиб» слоев и контролируют эволюцию конечного эллипсоида деформации, в частности, его вращение к плоскости течения. В целом течение соответствует некоаксиальному типу и развивается по модели «колода карт». Из этого следует, что кливаж развивается в плоскости кругового сечения мгновенного эллипсоида деформации и по отношению к его длинной оси ориентирован

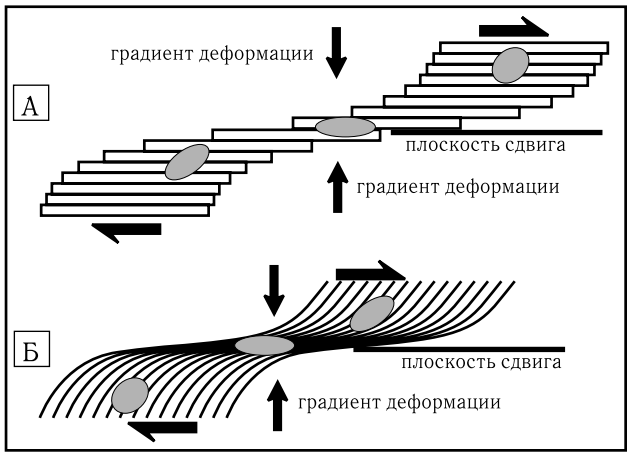


Рис. 1.8. Вектор градиента деформации и плоскость сдвига, которые всегда взаимоперпендикулярны [Ramsay et al., 1980]
Пояснения см. в тексте

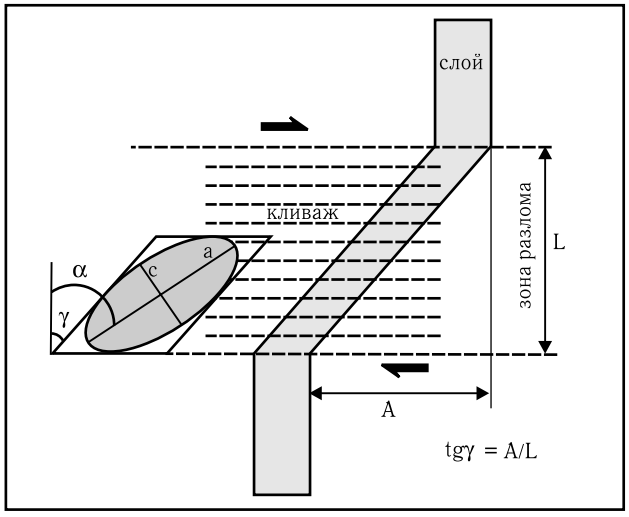


Рис. 1.9. Флексурная кинематическая модель сдвигового ламинарного течения (по: [Паталаха, 1985])
Пояснения см. в тексте

под углом 45°. Нужно отметить, что в своих построениях данный автор не совсем четко различает эллипсоиды конечной и мгновенной деформации, например, встречаются утверждения, что ось растяжения в процессе прогрессивной деформации постепенно приводится к плоскости кливажа. Правильнее в данном случае говорить о вращении длинной оси конечного эллипсоида. Основываясь на реальных наблюдениях, Е.И. Паталаха отмечает, что «...оси сжатия–растяжения, фиксируемые по мелким внутренним... элементам структуры, всегда подчинены плоскости течения (ось растяжения параллельна ей, а ось сжатия — перпендикулярна)...» [Паталаха, 1985, с. 30]. Автор объясняет это существующей изначально кливажной анизотропией, видимо, подразумевая возможность перераспределения компонентов течения.

Эти представления широко используются в отечественной геологии и лежат в основе методики тектонофациального анализа [Паталаха, 1985]. Однако в их основе лежит постулат о соответствии тектонического течения модели простого сдвига, хотя в реальных ситуациях чаще наблюдается комплексная картина совмещения различных типов сдвиговых деформаций. Флексурная модель, претендующая на главенствующую роль, вступает в противоречия с представлениями о развитии складок продольного изгиба [Эз, 1985], а также с теорией деформации неоднородных сред, рассматривающей кливаж (сланцеватость) как результат дилатансионных процессов растворения вещества при ориентированном давлении [Талицкий, 1998; Лукьянов, 1991; Лукьянов, Лукьянова, 1987]. Следуя теории тектонофациального анализа, подразумевающего единство триады разлом–кливаж–складка, геологи неизбежно, встречая в обнажениях пересекающиеся плоскости делимости и разноориентированные структуры, интерпретируют их как результат полифазных деформаций. Реальные структурные парагенезы подразумевают не единство и одновариантность ориентировки плоскостных элементов, а многовариантные системы совместимых в едином деформационном процессе структур. В целом, эти противоречия могут быть сняты, если ограничить область применения данных построений. В частности, данный тип кливажа в большей мере будет соответствовать его частным формам: кливажу разлома или синтетическим продольным сдвигам высокого порядка.

Широко распространены взгляды о развитии сланцеватости (кливажа) в результате дилатансионных процессов растворения в условиях стресса: при этом данные поверхности развиваются в ортогональном положении к оси мгновенного сжатия независимо от типа течения [Талицкий, 1998; Лукьянов, 1991; Лукьянов, Лукьянова, 1987]. По модельным результатам, полученным при исследовании пластичных материалов в условиях простого сдвига, инициальная сланцеватость образуется под углом примерно 45° по отношению к плоскости сдвига, но с развитием деформации она вращается в соответствии с эллипсоидом деформации к плоскости течения (см. рис. 1.8, Б) [Ramsay, Graham, 1970; Ramsay, 1980]. Согласно этим экспериментальным данным: 1) инициальная ориентировка сланцеватости ортогональна оси сжатия; 2) изменение положения сланцеватости от внешней части сдвиговой зоны к внутренней отражает вращение конечного эллипсоида деформации и характеризует вариации интенсивности деформации и связанного с ней внутреннего момента вращения; 3) при высокой степени деформации линейность растяжения на поверхности сланцеватости примерно соответствует направлению перемещений жестких блоков рамы, ограничивающих зону сдвига; 4) при простом сдвиге общее перемещение по зоне может быть вычислено путем интегрирования конечной деформации, определяемой по ориентировке сланцеватости в отдельных точках поперек зоны сдвига. Эти положения находят подтверждение в реальных геологических наблюдениях и новых экспериментальных исследованиях и в большинстве случаев принимаются к основе при кинематическом анализе.

Сланцеватость милонитов. Проявленная в тонко передробленных породах (тектонитах зон сдвиговых деформаций) сланцеватость милонитов не всегда соответствует положению конечного эллипсоида деформации; она подчеркивается тонкой композиционной расслоенностью, мелкими поликристаллическими линзочками и прослойками. Положение этого структурного элемента соответствует плоскости сдвига и в кинематическом отношении оно было бы мало информативным, если бы в милонитах не было некоторых микроструктурных особенностей. Поликристаллические линзы и слойки, участвующие в их строении, нередко состоят из тонких удлиненных зерен кварца, образующих микросланцеватость высокого порядка. Эта сланцеватость, так же как и длинные оси кварца, ориентирована под углом примерно 20–30° к главной сланцеватости милонитов (рис. 1.10). Такие угловые соотношения являются важным ки-

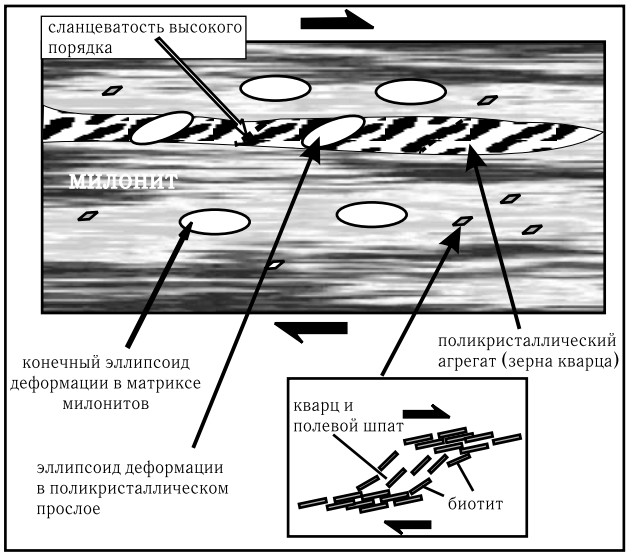


Рис. 1.10. Сланцеватость высокого порядка в поликристаллическом прослое, расположенном в матриксе милонитов. Эллипсоиды отражают характер распределения деформаций в гетерогенной среде такого рода (по: [Brunel, 1980], адаптировано)

Пояснения см. в тексте

нематическим индикатором. Эти особенности характерны для многих милонитов самого разного уровня метаморфизма [Brunel, 1980].

Было доказано, что такая структурная ситуация появляется в результате периодически повторяющихся процессов рекристаллизации на фоне сдвиговых деформаций с элементами внутреннего вращения [Brunel, 1980; Means, 1981; Etchecopar, Vasseur, 1987]. Мономинеральное зерно в процессе такой цикличности проходит ряд динамических стадий: а) деформация, уплощение и вращение в соответствии с объемными преобразованиями в породе; б) динамическая рекристаллизация и распад зерна на тонкие изометричные зерна, в процессе чего в новообразованном агрегате исчезают элементы более раннего структурирования; в) разрастание отдельных зерен в соответствии с условиями напряженного состояния породы, вызванное компенсацией избыточной поверхностной энергии, свойственной тонкозернистому агрегату; таким образом, новообразованное зерно вновь включается в деформационный процесс и весь цикл повторяется.

В результате этой цикличности структура поликристаллического агрегата становится как бы нечувствительной к прогрессивной деформации и отражает не конечное ее состояние, а в большей мере мгновенную ее составляющую. В результате получаем, что главная сланцеватость милонитов, следуя законам прогрессивного накопления деформации, вращается и приводится к плоскости течения, а микросланцеватость поликристаллического агрегата сохраняет по отношению к ней угол, характеризующий в большей мере ориентировку мгновенного эллипсоида деформации (см. рис. 1.10).

Это положение верно для некоторой абстрактной среды. В реальности микросланцеватость будет занимать промежуточное положение между конечными и мгновенными ориентировками главных осей растяжения в зависимости от способности среды реагировать на деформацию и рекристаллизацию, т.е. от реологических свойств породы. Последнее положение верно и для полиминеральных агрегатов. Например, в некотором однородном милонитовом матриксе имеются обособления кварц-полевошпат-биотитового состава, обогащенные в краевых частях биотитом в результате выноса кремнезема. Кварц-полевошпатовая составляющая включения реагирует на деформацию преимущественно динамической рекристаллизацией с развитием циклической системы, рассмотренной выше. Краевые зонки, обогащенные биотитом, обладая меньшей способностью к рекристаллизации, релаксируют напряжения за счет вращения чешуек биотита. Эта характерная для многих милонитов ситуация приводит к развитию сигмоидальных структур (см. рис. 1.10, врезка).

Комплементарные кливаж и «жильная полосчастость». Как было отмечено ранее, при деформации неоднородных сред имеют место дилатансионные эффекты положительного или отрицательного знака [Талицкий, 1998]. В приложении к кливажу дилатансионный механизм растворения под давлением является одним из главных факторов его формирования. Плоскости делимости кливажа, при этом, образуются перпендикулярно оси максимального мгновенного сжатия; в результате растворения и выноса легкорастворимых компонентов пород (кварц, кальцит, альбит) в этих плоскостях происходит концентрация устойчивых к растворению минералов (слюды, хлорит, рутил) [Талицкий, 1998; Лукьянов, 1991; Лукьянов, Лукьянова, 1987]. В одних случаях растворенный материал переоткладывается практически на месте в поперечных сланцеватости полостях отрыва, в микролитонах, тенях давления растворяющихся зерен. Тогда сохраняются условия развития пластической деформации с постоянным объемом. Наличие в деформируемом теле сосуществующих

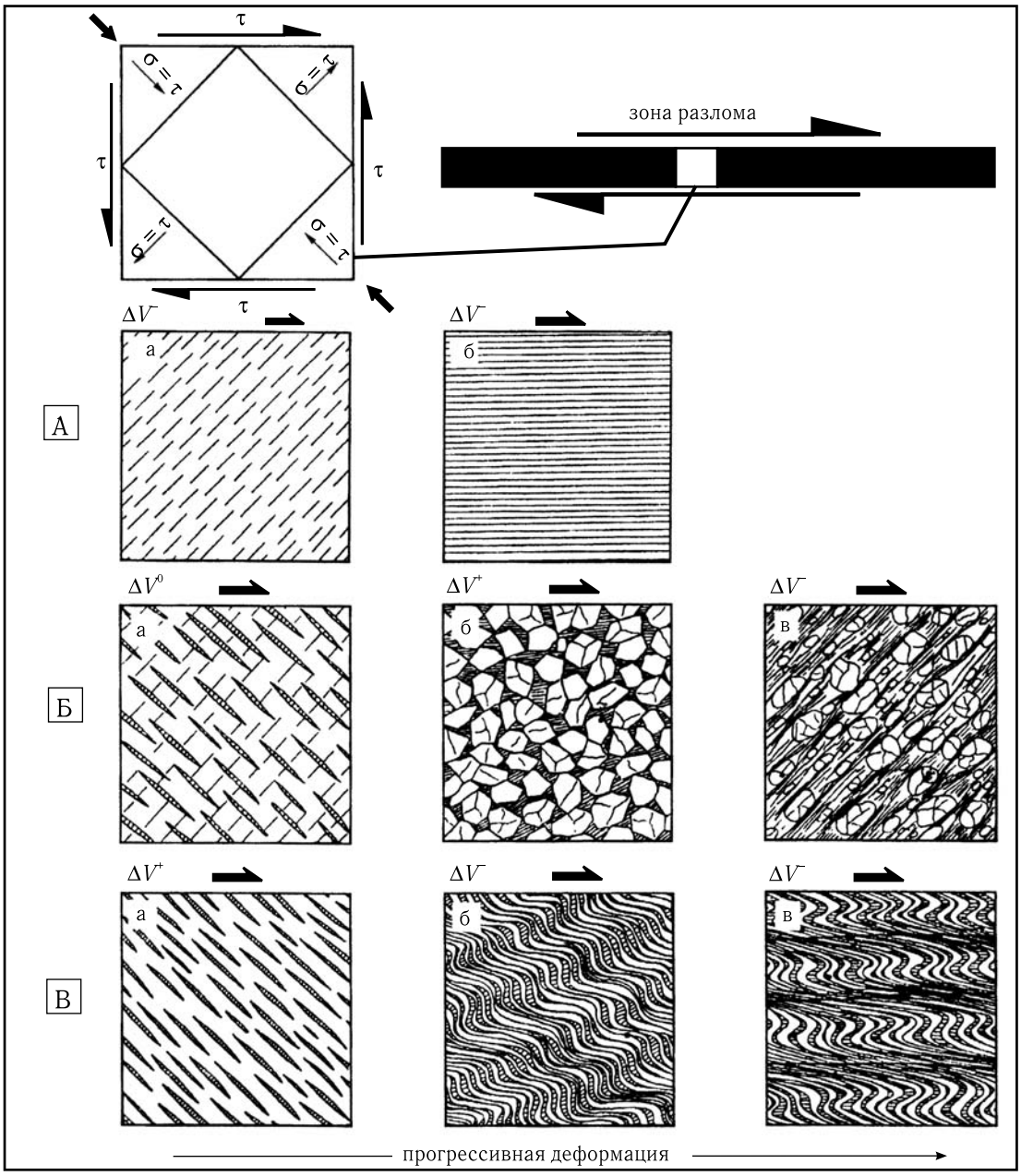


Рис. 1.11. Принципиальная схема процессов структурообразования в породах с различными прочностными характеристиками на сжатие (Пс) и растяжение (Пр) при деформации сдвигания: А — Пс/Пр < 1, Б — Пс/Пр ≈ 1, В — Пс/Пр > 1. Верхний рисунок — схема напряженного состояния чистого сдвига, осуществляемого касательными напряжениями (по: [Талицкий, 1998])

а, б, в — структурные перестройки при прогрессирующей деформации; ΔV — объемные изменения; τ — касательные напряжения, σ — нормальные напряжения

структур сжатия (кливаж) и растяжения (поперечная «жильная полосчатость», тени давления и др.), уравновешивающих друг друга, свидетельствует об одинаковой реакции вещества на сжимающие и растягивающие напряжения, т.е. его прочность на сжатие (Пс) приблизительно равна прочности на растяжение (Пр). В других случаях растворенный материал полностью выносится из кливажных зон и переоткладывается в породах, в которых кливаж не образуется. Для пород с развитым кливажем соотношение прочностей на сжатие и растяжение меньше единицы (Пс/Пр < 1), а для пород второй группы — больше единицы (Пс/Пр > 1) [Талицкий, 1998].

Из этого следует, что в пределах зон сдвиговых деформаций возможно формирование комплементарно связанных друг с другом объемов с различно ориентированными структурами, имеющими разное вещественное выполнение. Как было показано В.Г. Талицким, в одной и той же зоне нарушений «…механизмы деформации зависят от свойств пород, выражающихся через соотношения их прочностей на сжатие и растяжение» [Талицкий, 1998, с. 102]. В породах, богатых растворимыми компонентами с неоднородной зерновой структурой (Пс/Пр < 1), на структурный результат работают сжимающие напряжения, при этом формируются зоны растворения (кливаж), ориентированные нормально к оси мгновенного сжатия (рис. 1.11, А, а). В породах иного типа (Пс/Пр > 1) на структурный результат работают растягивающие напряжения, здесь приоткрываются трещины, ориентированные по нормали к оси мгновенного растяжения (см. рис. 1.11, В, а). Перенос вещества происходит от кливажной области к зоне трещин отрыва («жильной полосчатости»). Таким образом, в двух комплементарно связанных объемах развиваются два плоскостных элемента, ориентированных ортогонально друг к другу. В породах с равными соотношениями прочностей на сжатие и растяжение (Пс/Пр = 1), одновременно работают оба механизма: формируется парагенез ортогонально пересекающихся структур сжатия и растяжения (см. рис. 1.11, Б, а) [Талицкий, 1998].

Такие структурные формы и их сочетания формируются на инициальных стадиях развития нарушений. При прогрессивном развитии сдвиговых деформаций они испытывают перестройку, которая в основном сводится к вращению структур к плоскости течения. «Жильная полосчатость» областей декомпрессии при этом сминается в мелкие асимметричные складки, вдоль длинных крыльев которых развиваются структуры растворения — кливаж плойчатости (см. рис. 1.11, В, б, в). В породах с разноплановыми структурными парагенезами (Пс/Пр = 1) особенности инициальной интерференционной структуры предопределяют их дальнейшую деформацию путем катаклаза (см. рис. 1.11, Б, б). Последний сопровождается генерированием пор и трещинных пустот, т.е. увеличением объема. После стадии «катаклазитов» процесс развивается путем развития структур растворения — кливажа (см. рис. 1.11, Б, в) [Талицкий, 1998].

Рассмотренные структуры и их сочетания реально наблюдаются в природных объектах. В кинематическом отношении они важны, так как их пространственные ориентировки и тренды эволюции характеризуют прогрессивную деформацию: момент вращения, смену режимов сжатия и растяжения, комплементарное распределение деформационных структур по площади. Важный момент, который нельзя упускать из виду это то, что в горных породах могут развиваться различные в отношении ориентировки к главным осям мгновенной деформации плоскостные структуры: сланцеватость, кливаж, «жильная полосчатость», рассланцовка катаклазитов. Кинематический анализ требует их разбраковки на основании детального вещественного анализа.

C-S-структуры. Эти структуры проявляются в результате сочетания двух синхронно формирующихся плоскостных элементов: сланцеватости (S), поверхность которой стремится к положению XY-плоскости конечного эллипсоида прогрессивной деформации, и сдвиговых зонок (C), залегающих в плоскости течения [Berthe et al., 1979] (рис. 1.12).

Каждая в отдельности C-поверхность представляет собой узкую зонку сдвига, выраженную в нарастании градиента деформации, а также некоторыми особенностями перераспределения минералов. Совокупность таких структур высокого порядка составляет протяженные и широкие зоны сдвиговых деформаций. В пределах отдельно взятой сдвиговой зоны данные структуры составляют базисный невращающийся элемент, относительно которого значительная часть других структур имеет тот или иной момент вращения.

Поверхности S, напротив, являются вращающимся элементом, часто вследствие этого имеют сигмоидальную форму и с нарастанием деформации постепенно приводятся к плоскости сдвига (см. рис. 1.12) [Berthe et al., 1979; Choukroune et al., 1987; Ponce de Leon, Choukroune, 1980]. В зонах, развивающихся по модели простого сдвига, сланцеватость S находится между двумя возможными положениями, отражающими ориентировку конечного либо мгновенного эллипсоида деформации. В каждой конкретной точке ее ориентировка в пространстве определяется интенсивностью деформации и степенью удаленности от сдвиговых зонок высокого порядка, вдоль которых плоскости сланцеватости испытывают изгиб, характер которого является важнейшим кинематическим индикатором (см. рис. 1.12, фрагменты). В удаленных от сдвиговых зонок сегментах ориентировка сланцеватости в большей мере соответствует мгновенному

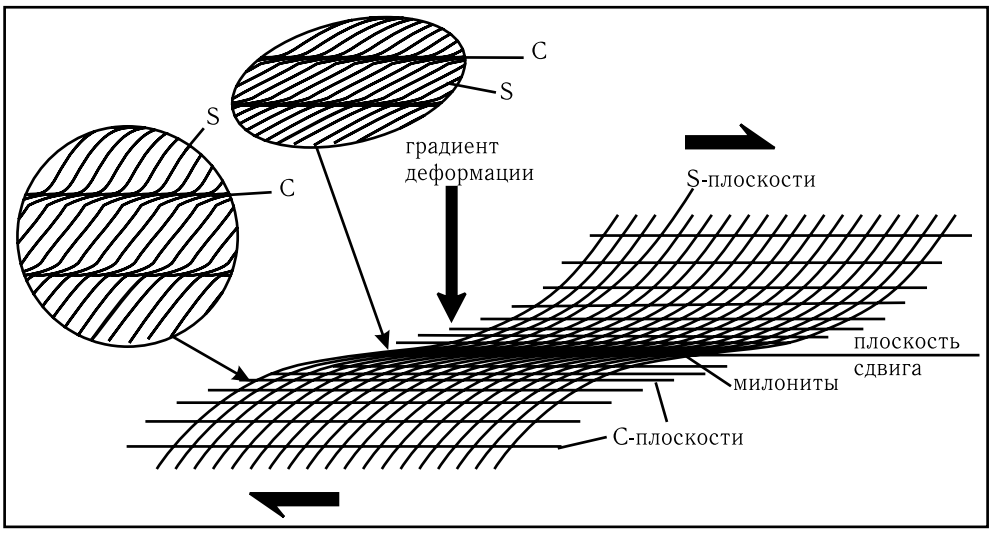


Рис. 1.12. C-S-структуры и их соотношения с главной плоскостью сдвиговых деформаций
Пояснения см. в тексте

эллипсоиду деформации, тогда как в прилегающих она стремится к конечному его состоянию. Таким образом, наблюдения за ориентировкой сланцеватости могут дать информацию, в том числе количественно-угловую, о внутреннем моменте вращения данного объема горных пород.

Все сказанное выше относится к идеальной модели простого сдвига. В комплексных случаях угол между C и S, отражает, помимо интенсивности деформации, еще и тип тектонического течения: соотношение составляющих чистого и простого сдвига.

C-S-структуры обычно развиваются в породах, которым свойственно гетерогенное распределение деформаций на уровне минеральных зерен. Как правило, это — гранитоиды, деформируемые в PT-условиях ниже уровня пластификации кристаллов полевого шпата [Berthe et al., 1979]. При этом контакты последних служат областями концентрации напряженного состояния. Когда границы нескольких напряженных зерен приводятся к одной плоскости, зарождается C-поверхность (скол); последовательная линеаризация многих зерен обеспечивает разрастание скола по объему. Хотя в природе C-S-структуры в большей мере встречаются в гранитоидах, экспериментально они были получены в галите и карбонатах [Jordan, 1987; Shimamoto, 1989].

При полевых исследованиях C-S-поверхности нередко интерпретируются как пересекающиеся структуры разных этапов деформации (S_1 и S_2). Однако для данных образований характерно субсинхронное формирование, и в отличие от наложенных деформационных структур, относительная позиция поверхностей S и C сохраняется в значительных объемах пород, что в альтернативном варианте является редким исключением.

Асимметричные сдвиговые зонки растяжения. Известные в литературе как сланцеватость сдвиговых зонок, C'-поверхности, кренуляционный кливаж асимметричные сдвиговые зонки растяжения характеризуют общий (комплексный) случай некоаксиального течения с активным продольным растяжением [Berthe et al., 1979; Marcoux et al., 1987; Malavieille, 1987]. Он свойствен породам с ярко выраженной анизотропией: милонитам, филлитам, слюдяным сланцам, охваченным некоаксиальным течением в плоскости сланцеватости. Характерно появление серии дискретных сдвиговых зонок или сдвиговых изгибов, ориентированных под углом 15–20° к плоскости течения (рис. 1.13). Ширина сдвиговых изгибов не превышает первых миллиметров, протяженность имеет порядок 10 см. Как правило, они менее протяженные, чем ассоциирующие с ними C-поверхности. Сдвиг вдоль поверхности сдвиговых зонок реализуется в компоненте растяжения в плоско-

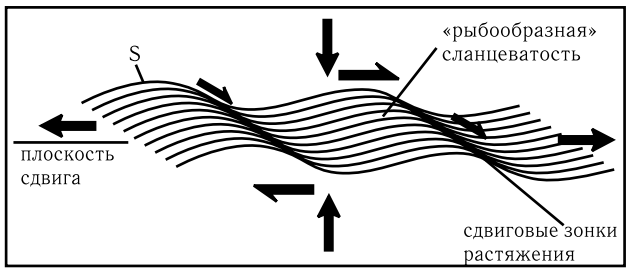


Рис. 1.13. Асимметричные сдвиговые зонки растяжения и структуры «рыбообразной» сланцеватости (по: [Hanmer, Passchier, 1991], адаптировано)
Пояснения см. в тексте

сти течения и таким образом, зная относительную ориентировку данных структур по отношению к плоскости течения, можно приблизительно определить положение квадрантов растяжения и сжатия. В вещественном отношении сдвиговые зонки могут быть подчеркнуты либо процессами диафтореза, либо концентрацией слаборастворимых в условиях сдвига минералов (слюд).

Обычно сдвиговые зонки растяжения развиваются только в одной позиции, свойственной синтетическим сдвигам. Однако отмечаются случаи сопряженного формирования синтетических и антитетических сдвиговых зонок, что затрудняет использование данных структур в качестве кинематических индикаторов [Behrmann, 1987]. При этом было отмечено, что антитетические сдвиги по отношению к сланцеватости ориентированы под углом 60°, а синтетические образуют угол не более 30°. В энергетическом и механическом отношении более выгодно развитие сдвиговых зонок в той плоскости, которая расположена под меньшим углом к поверхности анизотропии (сланцеватости). Именно поэтому данные структуры чаще занимают асимметричную одновариантную позицию к плоскости течения под малыми углами (не более 30°), а их наклон и кинематика смещения отражают общую объемную составляющую сдвига вдоль данной зоны. С увеличением степени коаксиальности течения (или понижением параметра анизотропии среды) возрастает вероятность развития сопряженных сдвиговых зонок. В этом случае для выявления синтетических и антитетических сдвигов необходимо учитывать угловую позицию данных структур по отношению к плоскости течения.

Сколы Риделя. Диагональные к поверхности главного сдвига структуры — сколы Риделя — широко используются при структурно-кинематическом анализе. Они свойственны хрупкому и хрупкопластическому типу течения горных пород при низких P-T условиях. Впервые данные структуры были получены экспериментально при деформации однородных сред [Riedal, 1929]. При этом было выявлено целое множество сколовых трещин с различной угловой позицией к плоскости сдвига (рис. 1.14, Б). Однако в геологической практике обычно используется лишь часть этих структур: собственно вторичные сдвиги Риделя (R), антитетические сколы R′ и синтетические вторичные сдвиги P (см. рис. 1.14, А). В анизотропных (слоистых и сланцеватых) средах, как показывает практика, эти позиции сколообразования являются предпочтительными. Многочисленными экспериментами и полевыми наблюдениями был выявлен факт последовательного развития вторичных сдвигов в следующем порядке: кулисно эшелонированные системы сколов Риделя (R), развитие между ними магистральных сдвигов, формирование сколов P, образование линзовидных структур в результате сочетания разноориентированных сколов (см. рис. 1.14, В) [Naylor et al., 1986; Gamond, 1987; Shimamoto, 1989]. В некоторых случаях сколы R в ходе развития трансформируются в трещины отрыва.

Несколько иную схему последовательности сколообразования предлагает Д.Петит: при низких нагрузках первыми развиваются трещины отрыва (в положении поверхностей R′), затем, — сколы P; при высоком стрессе сперва формируются кулисно эшелонированные сколы R, а следом — антитетические микросдвиги R′ [Petit, 1987]. В тех случаях, когда реальными наблюдениями удается выявить эти эволюционные ряды, кулисные системы и закономерные угловые сочетания сколов, эти структуры могут явиться надежными кинематическими индикаторами сдвиговых деформаций.

Кинематический анализ требует комплексного подхода к изучению вторичных сдвиговых зонок. При полевых наблюдениях нужно учитывать не только кинематику частных структур в локальных наблюдениях, но также выяснять относительные возрастные соотношения пересекающихся плоскостей, выявлять их системы в массовых замерах и проводить статистическую обработку. Исторический подход к анализу данных структур позволяет выявить их компоненту вращения, связанную с составляющей объемных сдвиговых деформаций.

Мостиковые структуры. В пределах зон хрупких и хрупкопластических сдвиговых деформаций часто формируются сколы, образующие кулисно эшелонированные системы. Кулисы могут образовывать лево- и правоступенчатые ряды. Первыми, как правило, формируются синтетические вторичные сдвиговые зонки R, затем, — сколы P; иногда эта последовательность сменяется на обратную [Naylor et al., 1986; Gamond, 1987]. В случае нормальной последовательности, после формирования кулисной системы вторичных сдвигов R, вдоль них проявляются синтетические сдвиговые проскальзывания, что порождает силы сжатия в объемах между сколами. На начальных этапах здесь образуются стилолитовые поверхности, а затем и тре-

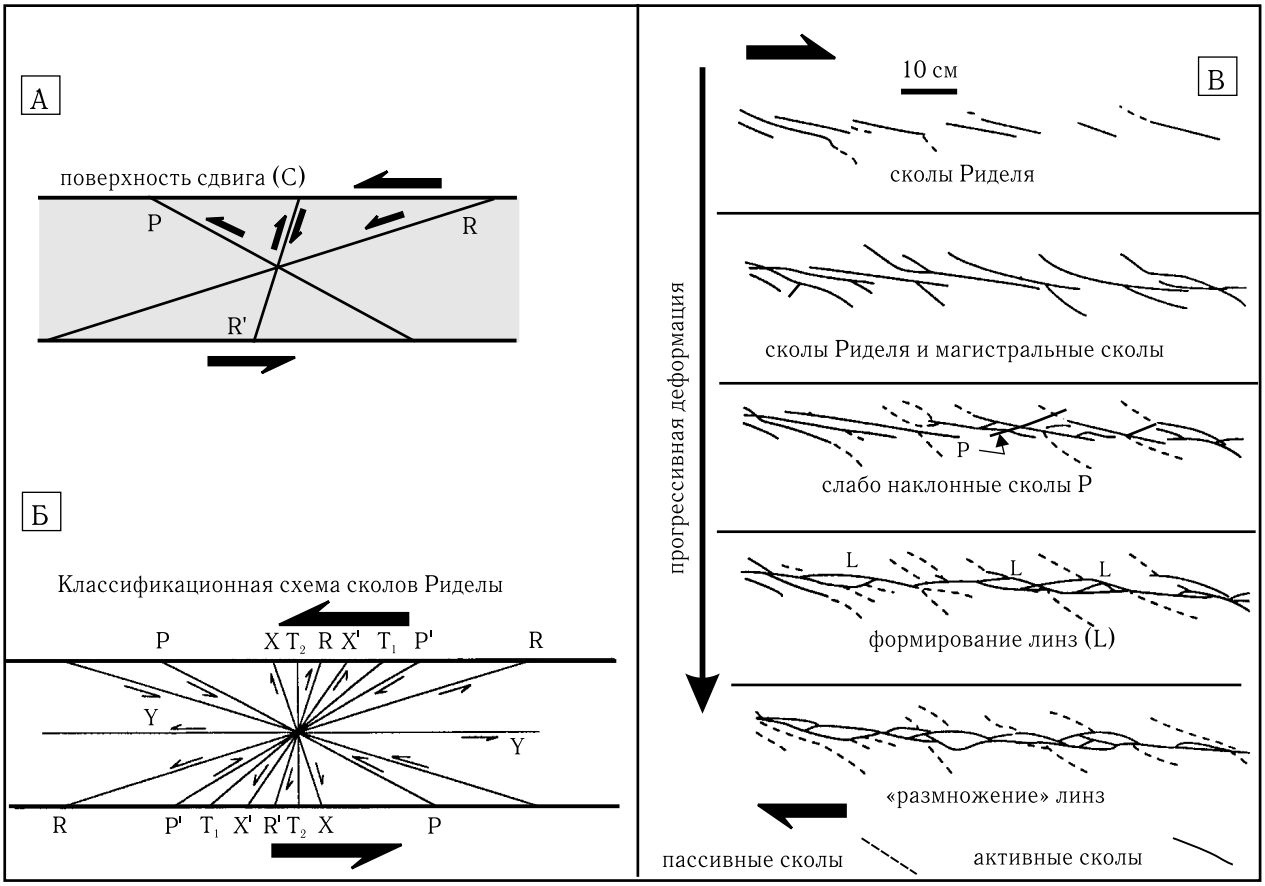


Рис. 1.14. Классификационная схема «сколов Риделя» (А, Б) (по: [Swanson, 1990]) и их последовательное развитие при прогрессивной деформации (В) (по: [Naylor et al., 1986])

щины сжатия, соединяющие наподобие «моста» два смежных R-скола (рис. 1.15, А) [Gamond, 1987].

В последующем эта структура может быть нарушена в связи с развитием P-сколов, которые отчасти приспосабливаются к поверхностям трещин сжатия. В тех случаях когда первыми развиваются синтетические вторичные сдвиги P, локальная динамическая ситуация между смежными сколами меняется с режима сжатия на растяжение. В качестве мостиковых структур растяжения разви-

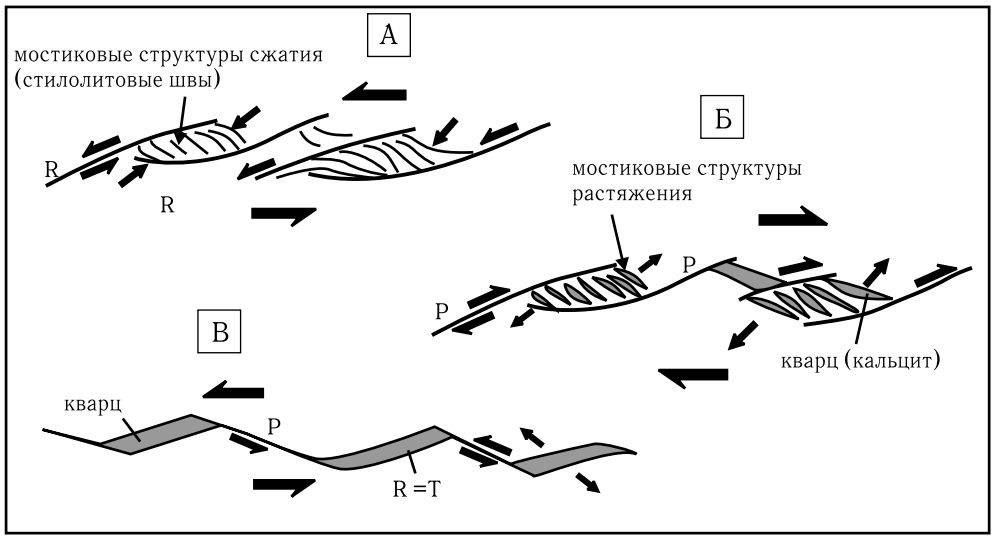


Рис. 1.15. Мостиковые структуры сжатия (А), растяжения (Б) и комбинированного случая (В) (по: [Gamond, 1987], адаптировано)
Пояснения см. в тексте

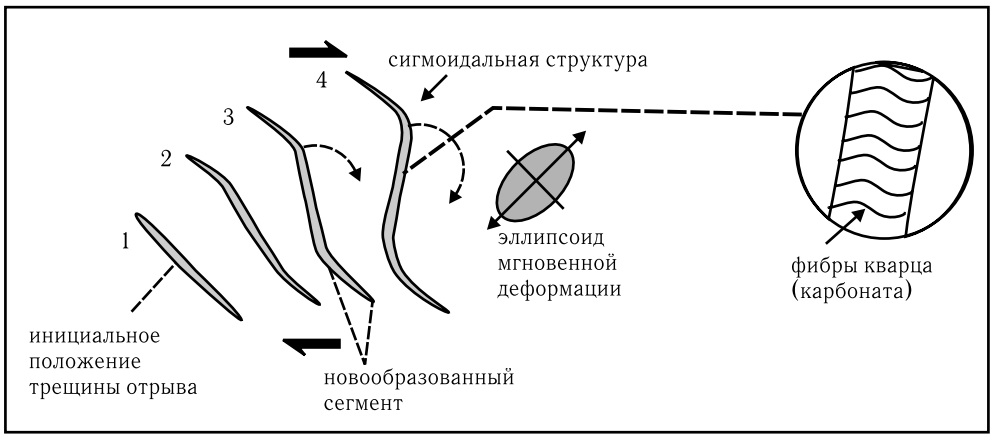


Рис. 1.16. Развитие минерализованной трещины отрыва при прогрессивной сдвиговой деформации (простой сдвиг)

Пояснения см. в тексте

ваются трещины отрыва, часто имеющие жильное выполнение (см. рис. 1.15, Б) [Gamond, 1987]. Известны случаи комбинированного развития мостиковых структур сжатия и растяжения. Описываются такие варианты последовательности их развития: 1) кулисная система сколов R; 2) мостиковые структуры сжатия между ними (стилолиты, структуры растворения); 3) кулисная система P-сколов, конформная мостиковым структурам; 4) трансформация сдвигов R в отрывы T (минеральные жилы) за счет сдвигового скольжения по поверхностям P (см. рис. 1.15, В) [Gamond, 1987]. Вполне очевидно, что характер асимметрии, подчеркнутый особенностями вещественных преобразований в мостиковых структурах, указывает на составляющую сдвига. Наблюдения за особенностями вращения этих структур, — дополнительный критерий оценки направления перемещений. В качестве «мостиковых» данные структуры принято рассматривать на микро- и мезоуровне, но их аналоги могут быть самого разного размера вплоть до крупных картографических элементов. Структуры такой морфологии с преобладающим сжатием принято называть «транспрессионными изгибами» сдвиговых зон, а в случае структур растяжения наиболее принят термин пулл-апарт (pull-apart, транстенсионный изгиб) [Gamond, 1987; Морозов, Гептнер, 1997].

Трещины отрыва и жильные структуры. В однородных средах трещины отрыва в инициальный момент формирования, как правило, развиваются в ортогональном к оси мгновенного растяжения положении. Последующее развитие структуры при прогрессивной деформации простого сдвига сводится к ее латеральному наращиванию вдоль окончаний с одновременным вращением центрального сегмента (рис. 1.16). При этом новообразованные приращенные участки ориентированы в соответствии с осью мгновенного сжатия, а более ранние участки трещины отражают момент вращения конечного эллипсоида деформации. В результате формируется сигмоидальная структура — прямой кинематический индикатор [Ramsay, Graham, 1970]. Обычно данные формы образуют эшелонированные системы вдоль магистральных сдвиговых зон.

Трещины отрыва, как правило, минерализованы и образуют жильные тела. Кварц и карбонат, выполняющие жилы, часто образуют удлиненные кристаллы — фибры свободного роста, которые могут быть ориентированы ортогонально или косо к стенкам трещины. В некоторых случаях положение и искривление фибр могут отражать характер расширения вмещающей трещины, направление смещения ее стенок и даже последовательное изменение ориентировки эллипсоида прогрессивной деформации (см. рис. 1.16, фрагмент). Такие построения правомочны лишь в том случае, если рост удлиненных кристаллов контролировался перемещением и нам известны полости роста минералов (вдоль оси жилы или по краям). В тех случаях, когда нарастание фибр контролируется поверхностью, они растут перпендикулярно стенкам трещины и ориентировка кристаллов не отражает вектор раскрытия полости [Cox, 1987]. Однако при этом последний может быть получен по расположению хвостов и цепочек тонких включений вмещающих пород, которые трассируют направление раздвижения стенок.

1.2.2. Структуры вращения

Вращение порфиробласт. В метаморфических породах порфиробласты нередко насыщены

хвостообразными включениями, представленными фрагментами сланцеватого матрикса, захваченного в процессе роста минерала. Такие включения принято рассматривать как внутреннюю сланцеватость, положение которой в сопоставлении со сланцеватостью матрикса указывает на относительное вращение данного порфиробласта. Присутствие хвостообразных сланцеватых включений, соединяющихся с матриксом, как правило, свидетельствует о синкинематическом росте порфиробласта, по крайней мере в заключительной стадии его формирования. Однако далеко не всегда бывает ясно, что испытывало вращение — порфиробласт или матрикс. В порфиробластах синкинематического роста отмечаются два типа хвостообразных включений: в сегментах растяжения включения представлены минералами теней давления, в сегментах сжатия развиты обособления сланцеватого (слюдистого) матрикса. В результате наблюдается две системы спиралевидных хвостообразных включений, закатанных в тело порфиробласта в различных позициях [Schoneveld, 1977].

Невращающиеся порфиробласты. Микроструктурные особенности порфиробластической породы могут создать ситуацию перераспределения компонентов деформации так, что локальный тип течения не будет соответствовать объемному [Bell, 1985]. Например, в случае общего некоаксиального течения в объеме, содержащем порфиробласт, деформация разложится на составляющие. Компонент простого сдвига будет в большей степени свойствен анизотропному сланцеватому матриксу, обогащенному слюдами. Сами же порфиробласты и менее анизотропные части матрикса будут испытывать коаксиальную деформацию (аналогия — см. рис. 1.5, В). В случае простого сдвига практически вся деформация будет сконцентрирована в анизотропных объемах, а относительно изотропные порфиробласты вообще могут выпасть из деформационного процесса. Из этого следует, что, согласно правилам распределения и перераспределения компонентов течения, изотропные порфиробласты, заключенные в анизотропный сланцеватый матрикс, должны иметь минимальные тенденции к вращению. Действительно, при изучении гелицитовых порфиробласт (гранат, анадалузит), содержащих хвостообразные включения сланцеватого матрикса, повернутых по отношению к матриксу обрамления, нередко оказывалось, что это — не результат вращения, а следствие пассивной «консервации» сформировавшихся ранее изгибов (например, кренуляционные складки) [Bell, 1985]. Однако такие случаи, хотя и распространены, но не являются регулярными и не объясняют всего многообразия вариантов соотношений матрикса и порфиробластических включений.

Порфирокласты с кластическими оторочками. Рассмотрим порфирокласты, имеющие четко обособленные мономинеральные ядра, вокруг которых развиты хвостообразные минеральные кластические оторочки, соответствующие по составу ядерной части обособления. По отношению к порфирокласту эллипсоидальной формы оторочки могут образовывать ступенеобразную структуру, либо плоскостную (рис. 1.17, А). Несмотря на некоторое сходство в характере асимметрии данных структур, они отражают совершенно противоположные моменты вращения и составляющие сдвига. Если плоскостная структура характеризует вращения порфирокласта, то ступенеобразная — предполагает вращение к плоскости течения минерализованных хвостообразных оторочек [Hanmer, Passchier, 1991; Mawer, 1987].

В режиме общего некоаксиального течения порфирокласт с хвостообразными оторочками может последовательно пройти следующие стадии: 1) минерализованные хвосты в сегменте растяжения, 2) ступенеобразная структура, 3) плоскостная структура (см. рис. 1.17, Б) [Mawer, 1987]. Это связано с тем, что при общем некоаксиальном течении тела линейной формы (хвосты) в угловом интервале $45° < \alpha < 90°$ вращаются быстрее к плоскости течения, чем субизометричные включения (порфирокласты). Если первые достигают состоя-

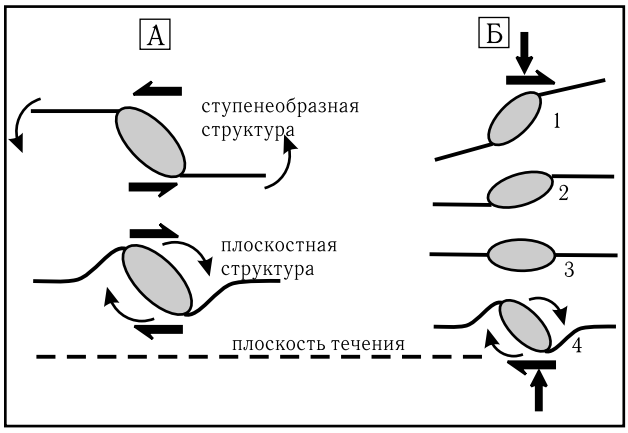


Рис. 1.17. Структуры порфирокластов с хвостообразными минеральными оторочками (по: [Hanmer, Passchier, 1991], адаптировано)
Пояснения см. в тексте

ние покоя в плоскости течения, то вторые могут продолжить вращение в секторе $90° < \alpha < 180°$ (переход 3–4 на рис. 1.17, Б). В данном случае морфология ступенеобразной структуры для зрелых порфирокласт не сохраняется и исчезает на стадии 3, соответствующей ситуации продольного растяжения в плоскости течения, но при увеличении составляющей простого сдвига вероятность ее сохранения резко возрастает.

Несколько более сложная ситуация наблюдается, когда порфирокласт подвержен пластической деформации с развитием процессов перекристаллизации краевых частей минерального включения. При этом формируются микроструктуры «ядро–оторочка»: относительно жесткий реликт монокристаллического ядра находится в относительно пластичной поликристаллической оторочке («мантии»). Последняя, как правило, деформируется и образует пару хвостообразных обособлений на противоположных сторонах включения. Разнообразие структур, проявляющихся в этих условиях, зависит от ряда факторов и иллюстрируется классическими экспериментами С.Пасшира и К.Симпсона [Passchier, Simpson, 1986].

В эксперименте использовались различные соотношения между скоростью рекристаллизации (R) минерального включения и скоростью сдвиговой деформации (γ); наблюдаемая геометрия структур представлена в вертикальной последовательности ступеней различной интенсивности деформации (рис. 1.18). При этом рассматривался случай левостороннего простого сдвига. В случае высоких скоростей рекристаллизации вокруг округлого включения образуется замкнутая поликристаллическая оторочка — мантия, которая с нарастанием деформации разрастается за счет ядра в соответствии с геометрией ступенеобразных структур (см. рис. 1.18, ряд А). Микроструктура «ядро–оторочка» имеет при этом сигмообразную (σ) морфологию. При низких скоростях рекристаллизации оторочка не замкнута, контакты «ядро–оторочка» редуцированы в узкие зоны, изначально расположенные в сегментах растяжения. С развитием деформации, по мере вращения включений, эти зоны попадают в сегменты сжатия, а морфология структур приобретает дельтаобразную (σ) конфигурацию (см. рис. 1.18, ряд Г). При этом весьма существенно, что зона контакта может быть перемещена только до позиции касательной хвостообразной оторочки к поверхности ядра, в последующем происходит срыв, и ядерная часть включения испытывает вращение независимо, — структура не изменяется.

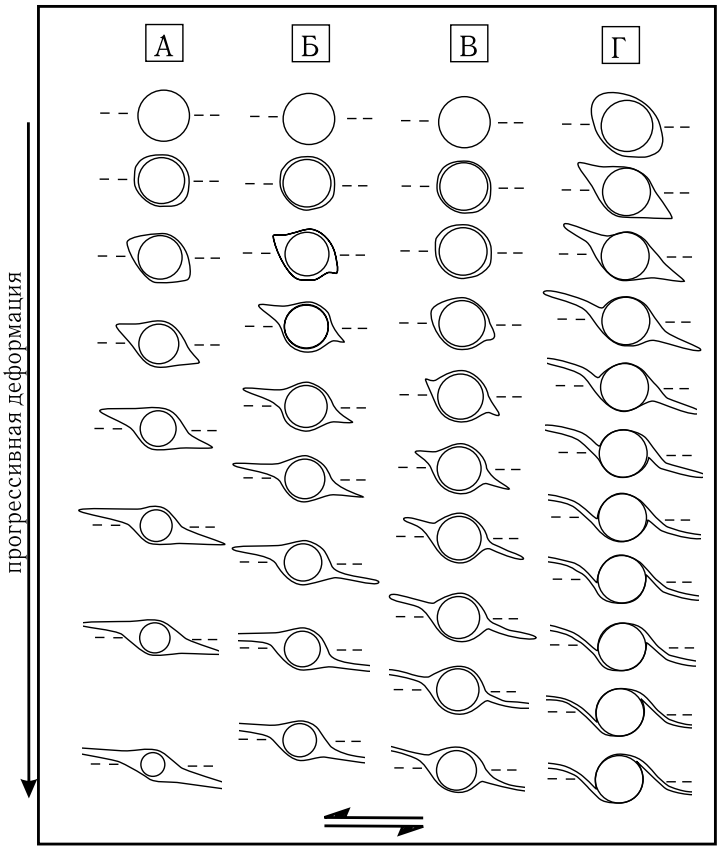


Рис. 1.18. Полученные экспериментально структуры порфирокласт с минерализованными оторочками (по: [Passchier, Simpson, 1986])
Пояснения см. в тексте

В практическом отношении с микроструктурами «ядро–оторочка» следует быть очень осторожными, так как кинематически их морфология может быть двусмысленной. К тому же следует отметить их геометрическое сходство со структурами хвостов теней давления, имеющими совершенно другие кинематические характеристики (см. ниже). Только в инициальных стадиях своего развития данные структуры отражают положение сегментов сжатия–растяжения. Для более зрелых структур судить о характере их вращения сложно и допустимо только при условии полного спектра наблюдений, отражающих эволюционный ряд от начальных до конечных стадий. Исключение составляют лишь относительно развитые дельтаобразные структуры, для которых удаленные от ядра части хвостообразных аппендиксов приведены к плоскости течения. Загиб прилегающих к ядру частей аппендиксов указывает на момент вращения включения, т.е. на составляющую сдвига (см. рис. 1.18, ряд Г).

В природе встречаются самые разные случаи сочетания включений и их минеральных хвостообразных оторочек. Последние могут развиваться за счет разрушения и перекристаллизации порфирокласта как минерализованные тени давления, часто отмечаются случаи закатывания первичного минерального прослоя вокруг включения, а также вращения сегмента раздува единого слоя. При этом могут сформироваться во многом сходные структуры вращения, а ряд особенностей статистически повторяется. Во-первых, преобладают случаи, когда длинные оси включений находятся в угловом интервале $90° < \alpha < 180°$, т.е. наклонены к плоскости течения. В общем случае некоаксиального течения этот угловой диапазон сокращается до $90° < \alpha < 135°$, что согласуется с данными, полученными для включений, не имеющих минеральных оторочек (см. выше). Во-вторых, зрелые структуры такого рода чаще приближаются к морфологии плоскостных структур, тогда как ступенеобразные формы более характерны для начальных и промежуточных стадий деформации, либо они вообще отсутствуют в эволюционном ряду. Однако в ситуации простого сдвига в качестве зрелых будут развиты исключительно ступенеобразные структуры.

Асимметричные блок-будины. Асимметричные блок-будины встречаются довольно часто: их формирование связано со сдвиговой деформацией блок-будин. В ситуации простого сдвига данные тела приобретают косоугольную форму. При этом угловые части блок-будин, находящиеся в сегментах растяжения, испытывают наиболее интенсивную деформацию, часто переходят в текучее состояние и пластически загибаются к плоскости течения (рис. 1.19). Кинематическое значение этих структур было понято благодаря экспериментам С.Ханмера [Hanmer, 1986]. Анализ этих структур довольно прост: во-первых, загнутые угловые части асимметричных блок-будин находятся в сегменте растяжения, во-вторых — направление их вращения указывает на составляющую сдвиговой деформации.

Структуры с обратным (антитетическим) вращением. Такие структуры сильно осложняют кинематический анализ, так как при некорректном подходе могут рассматриваться как прямые индикаторы составляющей перемещений. Вместе с тем, известны случаи ложного обратного вращения структур [Ramsay, Huber, 1987]. Например, в ситуации «вращающихся будинаж-структур», которые образуют цепочку фрагментированных тел в плоскости, ориентированной диагонально к поверхности течения, видимое антитетическое вращение будин будет связано не с истинным вращением индивидуальных тел, а с вращением всего «эшелона» (рис. 1.20, А). Данный пример отражает ре-

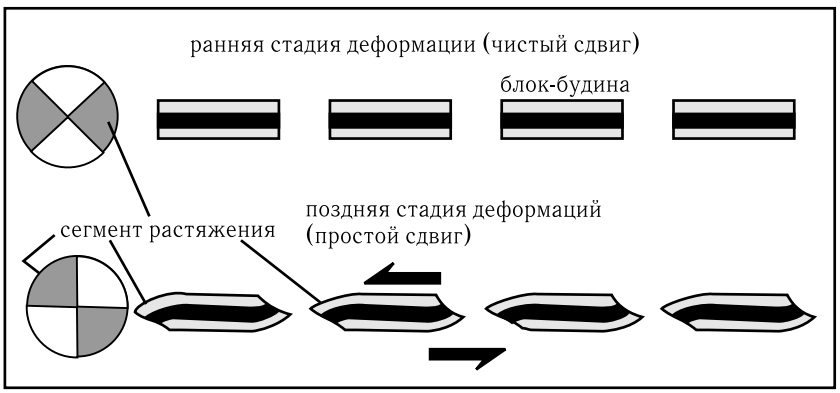


Рис. 1.19. Асимметричные блок-будины первоначально прямоугольной формы в ситуации простого сдвига (по: [Hanmer, 1986], адаптировано)
Пояснения см. в тексте

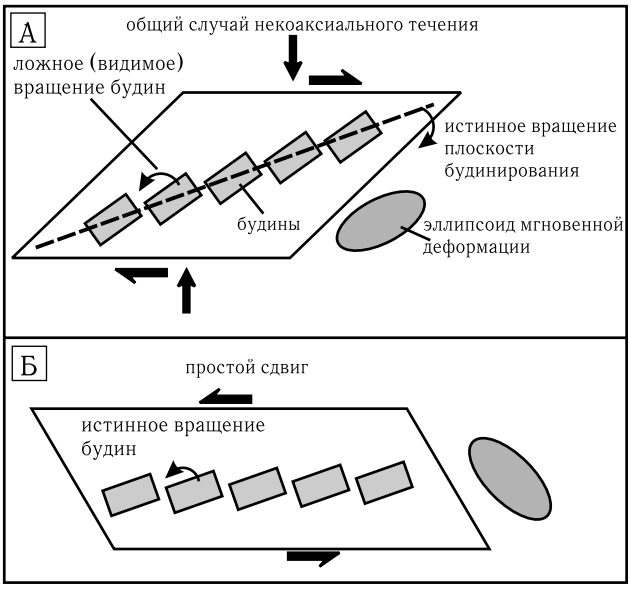


Рис. 1.20. Видимое (ложное) и истинное вращения будинаж-структур (по: [Ramsay, Huber, 1987], адаптировано)

Пояснения см. в тексте

жим общего некоаксиального течения. В случае простого сдвига, аналогичная конфигурация будинаж-структур, развитых в плоскости сдвига, может быть обусловлена истинным вращением отдельных будин (см. рис. 1.20, Б). Для того чтобы выявить истинное обратное вращение структур, необходимо прежде всего уточнить пространственную ориентировку деформируемых тел по отношению к главным осям мгновенной деформации и плоскости течения и лишь потом судить о характере вращения.

В природе встречается несколько разновидностей структур обратного вращения: «рыбообразная сланцеватость», анизотропные структуры «пережима–раздува» и «слюдяные рыбки». Они объединены следующими общими чертами: 1) обычно эти структуры развиты в объемах удлиненной формы; 2) они имеют внутреннюю плоскость анизотропии, ориентированную параллельно удлинению данного структурного объема; 3) удлинение обособленного объема и его плоскость анизотропии составляют выдержанный угол 10–15° с поверхностью течения в матриксе обрамления.

Структуры типа «рыбообразная сланцеватость» образуют линзовидные объемы, отличающиеся от матрикса лишь ориентировкой сланцеватости. Нередко данные образования связаны с формированием асимметричных сдвиговых зонок растяжения, которые при развитии деформации, обеспечивая удлинение в плоскости течения, вращаются антитетически, что и приводит к обратному вращению нарезаемых ими «рыбообразных» объемов (рис. 1.21, А) [Hanmer, 1986; Malavieille, 1987].

Анизотропные структуры «пережима–раздува» («асимметричные будины») с обратным вращением образуются в объемах, отличающихся по составу от вмещающих пород (см. рис. 1.21, Б) [Malavieille, 1987; Mawer, 1987]. Причины их антитетического вращения не вполне очевидны, но на основании экспериментальных данных они связаны с внутренней анизотропной структурой данных образований [Hanmer, 1986]. Механический эффект реологической анизотропии заключается в том, что вдоль ее главных плоскостей увеличивается возможность сдвигового скольжения. Обратное вращение проявляется, когда плоскость анизотропии (внутренняя сланцеватость) раздува ориентирована косо к поверхности сдвига в матриксе и находится в сегменте растяжения. В этом случае, даже при объемном течении типа простого сдвига, в пределах данного раздува проявляется локальная динамическая ситуация, соответствующая общему типу некоаксиального течения. Степень коаксиальности течения возрастает благодаря тому, что плоскость анизотропии приближается к ортогональному положению по отношению к главной оси сжатия. При этом длинная ось раздува ориентирована в угловом секторе обратного вращения данного локального типа течения, и поэтому весь объем линзовидного тела испытывает антитетическое вращение (см. рис. 1.21, Б, а). Полевые наблюдения статистически свидетельствуют, что это вращение не превышает 10–15° [Hanmer, 1986; Mawer, 1987; Malavieille, 1987]. Аналогичный механизм трансформации типа течения, по-видимому, действует и при развитии структур типа «рыбообразная сланцеватость».

Микроструктура «слюдяные рыбки» характерна для слюдистых кварц-полевошпатовых милонитов, в которых часто наблюдаются кулисообразно расположенные чешуйки и линзовидные пакеты слюды, соединенные сдвиговыми зонками с серицитовым выполнением (см. рис. 1.21, В). Длинные оси линзовидных слюдистых агрегатов, как правило, в результате антитетического вращения отклонены от сланцеватости милонитов и поверхности сдвига и ориентированы в сегменте растяжения. Плоскости 001 слюды (внутренняя сланцеватость) соответствуют удлинению линзочек.

Механизм антитетического вращения линзочек слюды в данном случае, видимо, соответствует рассмотренной выше модели для анизотропных раздувов. Более сложно объяснить наблюдаемую для этих структур закономерность механического деления материнской слюдяной линзы на более мел-

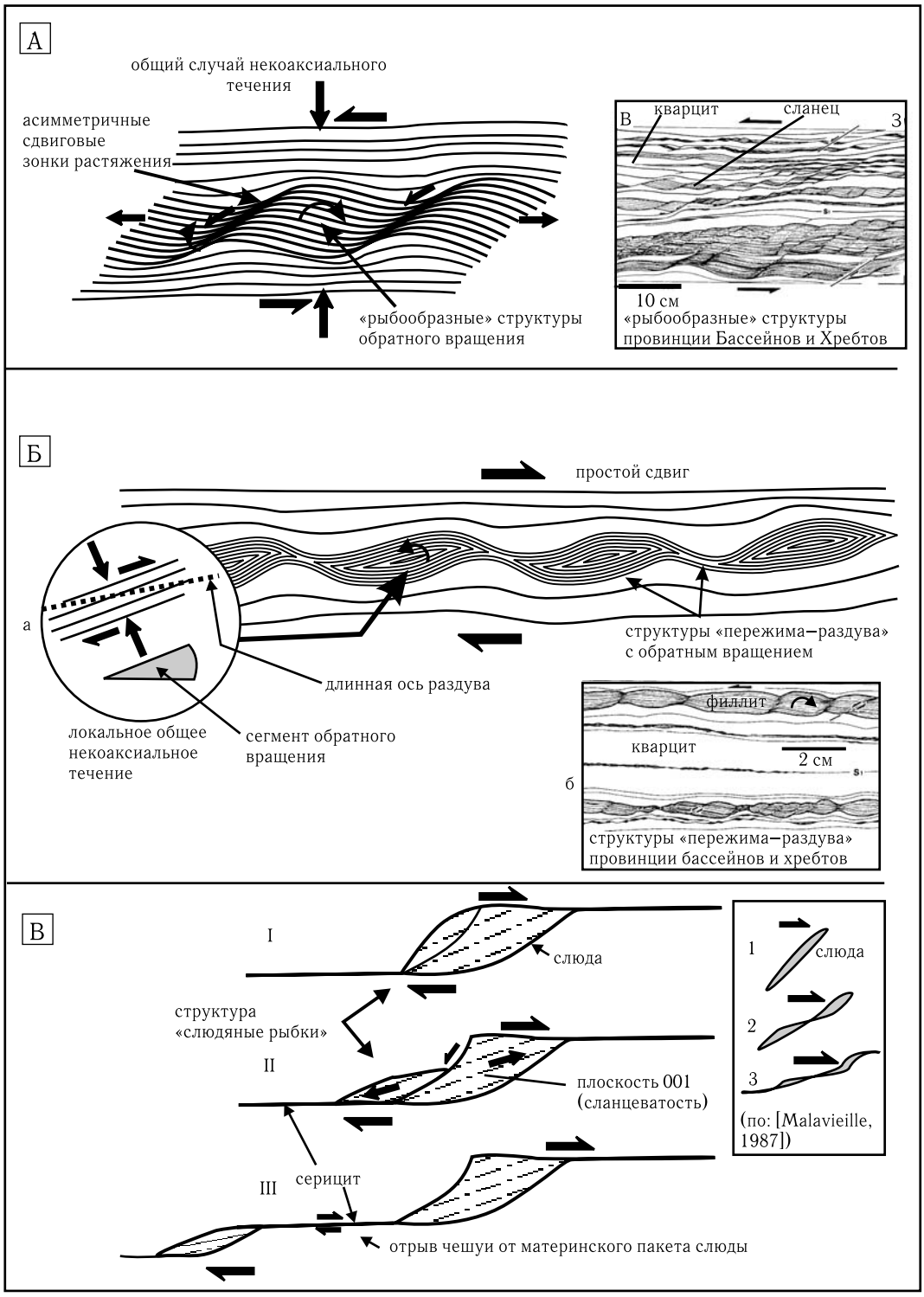


Рис. 1.21. Структуры с обратным вращением: «рыбообразные» — А, «пережима–раздува» (с использованием данных: [Hanmer, 1986; Malavieille,1987]) — Б, «слюдяные рыбки» (по: [Lister, Snoke, 1984; Malavieille, 1987]) — В
Пояснения см. в тексте

кие дочерние линзочки. Один из возможных вариантов отражен на рисунке (1.21, В) в виде последовательных ступеней (I–III) прогрессивной деформации [Lister, Snoke, 1984]. Некоторые исследователи допускают принципиально иной способ формирования данных структур [Malavieille, 1987]. Чешуйки слюды, по их мнению, имеют изначально диагональное положение к плоскости сдвига; их последующие трансформации связаны с развитием ситуации простого сдвига: фрагментацией материнской чешуи по сдвиговым поверхностям и синтетическим вращением чешуек (рис. 1.21, В, фрагмент).

Бахрома давления и тени давления. Тени давления и бахрома давления — две родственные микроструктуры, образующиеся на контакте жесткого включения и относительно «пластичного» матрикса в условиях растворения и переотложения вещества при направленном давлении. Различные скорости деформации включения и менее компетентного матрикса приводят к «оттоку» последнего от поверхностей инертного к деформации вкрапления, — появляются области пониженного давления, в которых и происходит переотложение вещества. Минеральные новообразования в этих структурах могут быть представлены моно- и полиминеральными агрегатами кварца, кальцита, полевого шпата или слюды; источником вещества являются объемы вмещающего матрикса. Первоначально эти микроструктуры формируются в сегментах растяжения, образуя вытянутые по оси удлинения хвосты по обе стороны от включения. При прогрессивной деформации их положение может быть изменено. Различие между этими микроструктурами состоит в том, что для бахромы давления характерна внутренняя фибробластовая структура, выраженная в ориентированном расположении волокнистых выделений кальцита, кварца или слюды; тени давления — это поликристаллические агрегаты, не имеющие ориентированных структур.

Микроструктура «бахрома давления» представляет наибольший интерес для кинематического анализа. В зависимости от типа роста минеральных фибр принято различать два вида данных структур: 1) контролируемые перемещением — удлиненные минералы растут параллельно направлению перемещения стенок «пустот» (камера пониженного давления), что соответствует положению главной оси мгновенного растяжения; 2) контролируемые поверхностью роста — фибры обрастают включение перпендикулярно его поверхностям [Ramsay, Huber, 1983; Etchecopar, Malavieille, 1987]. Контролируемые перемещением микроструктуры «бахрома давления» в процессе прогрессивной деформации сегментируются в результате последовательного дискретного приращения сегментов с ориентированными минералами (рис. 1.22). Каждый новый сегмент обрастает включение и имеет внутреннюю ориентировку минеральных фибр вдоль оси мгновенного максимального растяжения. При этом более ранние сегменты, захваченные течением, расходятся в стороны от включения и испытывают поворот в соответствии с вращением конечного эллипсоида деформации [Etchecopar, Malavieille, 1987]. После нескольких стадий такого нарастания и вращения фибры различных сегментов образуют криволинейную траекторию, которая отражает вращение конечного эллипсоида деформации и, следователь-

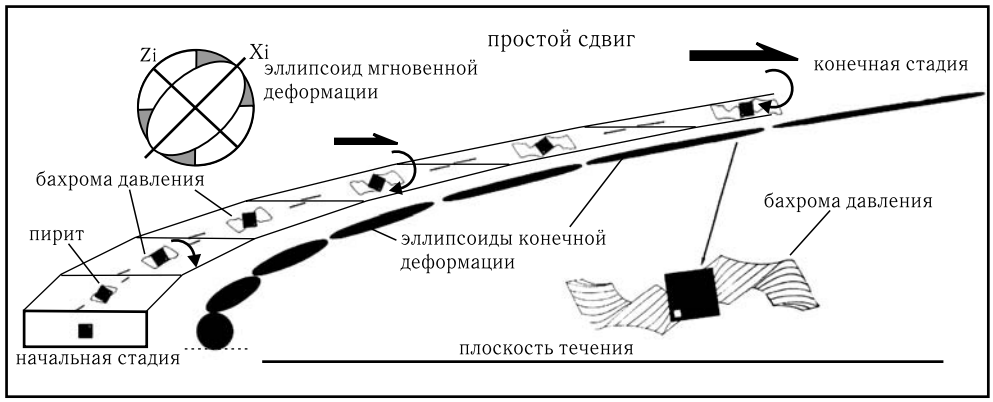


Рис. 1.22. Контролируемая перемещением микроструктура «бахрома давления» при прогрессивной деформации (компьютерная модель по: [Etchecopar, Malavieille, 1987])
Пояснения см. в тексте

но, характеризует составляющую сдвиговой деформации.

Контролируемые поверхностью роста фибробластовые микроструктуры имеют более сложную внутреннюю геометрию [Etchecopar, Malavieille, 1987; Malavieille et al., 1982]. В данном случае удлиненные зерна кварца или кальцита растут в перпендикулярном к стенкам включения направлении. При этом вдоль смежных граней вкрапленника образуются две системы синхронных фибр с различной ориентировкой; между этими системами развит шов (рис. 1.23, А). По мере развития деформации простого сдвига и нарастания новых сегментов относительно изометричное включение (кубический пирит) вращается быстрее, чем анизотропный матрикс и фибры. Проследить направление вращения включения по изменению ориентировки фибр в данном случае сложно. Однако шов между разноориентированными фибрами в процессе их роста оставляет криволинейный след во всей структуре бахромы давления. Его поверхность маркирует след вращения угла кристалла пирита. Включения более сложной формы могут иметь целое множество углов, которые в процессе вращения вкрапленника, попадая в сегмент растяжения, будут обусловливать развитие шва. В результате в конечной структуре бахромы давления будет развито несколько криволинейных швов, загнутых в соответствии с вращением «материнского угла» включения (см. рис. 1.23, Б) [Etchecopar, Malavieille, 1987; Malavieille et al., 1982]. В данном случае кинематическим индикатором является характер вращения включения. Микроструктуры типа «бахрома давления» в различных условиях могут вести себя как жесткие и как пластичные тела. В первом случае они реагируют на деформацию сдвига простым вращением (по закону жестких включений) без существенной перестройки внутренней структуры; во втором, — деформируемые минеральные фибры подвержены дисторсии, а их ориентировка и внутренняя геометрия в какой то степени отражают прогрессивную эволюцию эллипсоида деформации от более поздних (проксимальных) к более ранним (дистальным) сегментированным сообществам фибр. При этом внутренняя структура данных образований существенно изменяется.

Тени давления во многом подобны микроструктурам «бахрома давления», но, в отличие от них, не имеют внутренней ориентированной структуры. Их формирование может происходить различными способами — за счет: 1) оттока более пластичного матрикса от включения с образованием области пониженного давления, в которой переоткладывается вещество; 2) метасоматического замещения или метаморфической дифференциации матрикса (привнос и вынос вещества), прилегающего к включению; 3) рекристаллизации микроструктур дворики давления. Наиболее распространены сигмоидальные тени давления, для которых проксимальная часть находится в квадранте растяжения, а дистальная — субпараллельна плоскости течения (рис. 1.24, А). По аналогии с микроструктурами «бахрома давления», измене-

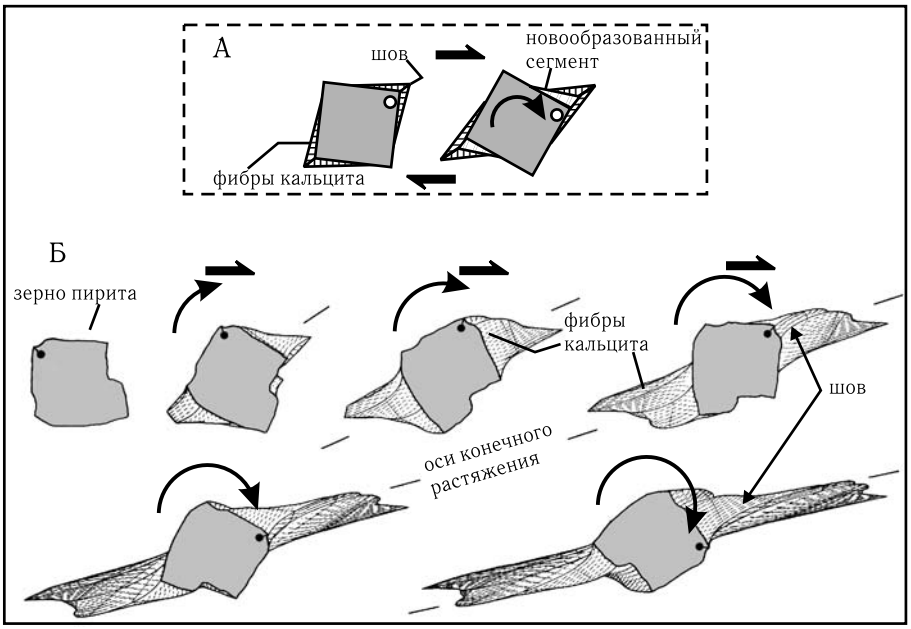


Рис. 1.23. Контролируемая поверхностью роста микроструктура «бахрома давления» при прогрессивной деформации (по: [Etchecopar, Malavieille, 1987; Malavieille et al., 1982], адаптировано)

Пояснения см. в тексте

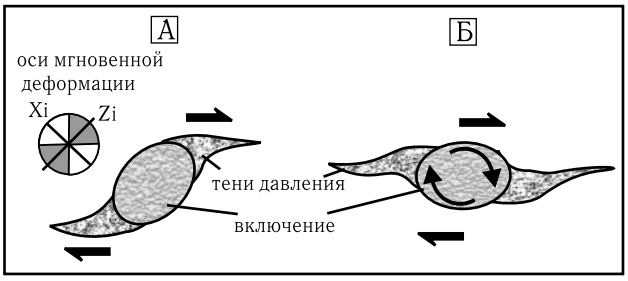


Рис. 1.24. Тени давления сигмоидальной (А) и дельтаобразной (Б) конфигурации
Пояснения см. в тексте

ние ориентировки данных хвостообразных структур отражает прогрессивное вращение конечного эллипсоида деформации по отношению к осям мгновенного деформирования, что позволяет выявить момент вращения и составляющую сдвига. Ситуация несколько усложняется, если тень давления и включение испытывают совместное вращение. В этом случае рассматриваемая микроструктура может переместиться из квадранта растяжения в область высокого давления, где она будет подвержена растворению и постепенно исчезнет. Однако в природе такое вращение обычно происходит в регрессивных условиях на фоне снижения температуры, а также при деградации скоростей деформации. Поэтому существует большая вероятность сохранения теней давления в «чужеродной позиции». Зафиксировать такое вращение можно, если данная микроструктура достаточно протяженная и узкая, а ее форма отражает изгиб, связанный с вращением (см. рис. 1.24, Б). При этом внешние очертания теней давления приобретают дельтаобразную конфигурацию.

Квартерные структуры. Квартерные структуры весьма многообразны. Под этим общим названием принято рассматривать различные микроструктуры, образующиеся в обрамлении жестких включений, в определенной зависимости от местоположения по отношению к самому включению [Hanmer, Passchier, 1991]. Вокруг жестких включений в обрамляющем матриксе происходит перераспределение и перестройка типов течения; локально меняется ориентировка мгновенных осей деформации. В общем случае некоаксиального течения обособлены четыре сегмента-квартера: в двух из них сланцеватость матрикса находится в квадранте локального растяжения, а в двух диаметрально противоположных она ориентирована в квадрантах сжатия (рис. 1.25, А). Если в первом случае нормальное к сланцеватости сжатие приводит к концентрации менее растворимых в условиях стресса минералов (слюды, хлорит и др.), то во втором — продольное к сланцеватости сжатие может привести к формированию микроскладок (см. рис. 1.25, Б). Существенно, что при коаксиальном типе течения сланцеватость матрикса во всех четырех квартерах будет ориентирована по нормали к оси сжатия и парных квартерных структур при этом не образуется. Появление составляющей простого сдвига внесет элемент асимметрии структуры, который в данном случае и является важным кинематическим индикатором.

Черепичные структуры и структуры домино. В природе часто встречаются сообщества жестких включений — порфиробласт, фрагментированных слоев, — выстраивающихся в ряды и наклоненных в одном порядке наподобие черепиц. Такие структуры принято называть черепичными. Считается, что при правосдвиговых смещениях «черепицы» вращаются и образуют правоступенчатую систему, а при левых соответственно левоступенчатую (рис. 1.26, А) [Blumenfeld, Bouchez, 1988]. Эти формы во многом подобны структурам домино, а в отношении последних существует некоторая кинематическая дивариантность. Действительно, один из вариантов развития системы домино предполагает синтетическое вращение обособленных тел (см. рис. 1.26, А). Но есть и другая возможность, когда сдвиги, ограничивающие включения, в условиях общего некоаксиального

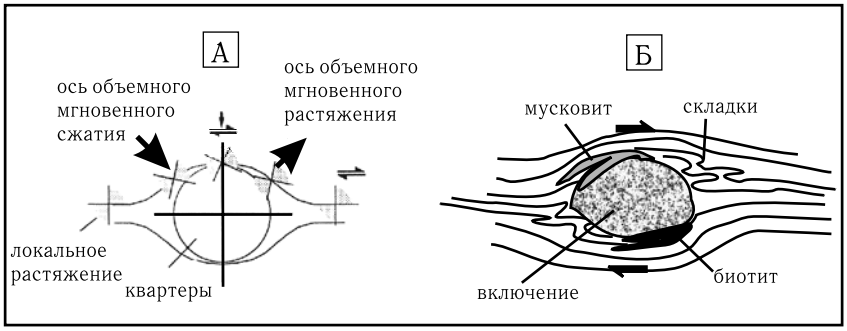


Рис. 1.25. Квартерные структуры (по: [Hanmer, Passchier, 1991])
Пояснения см. в тексте

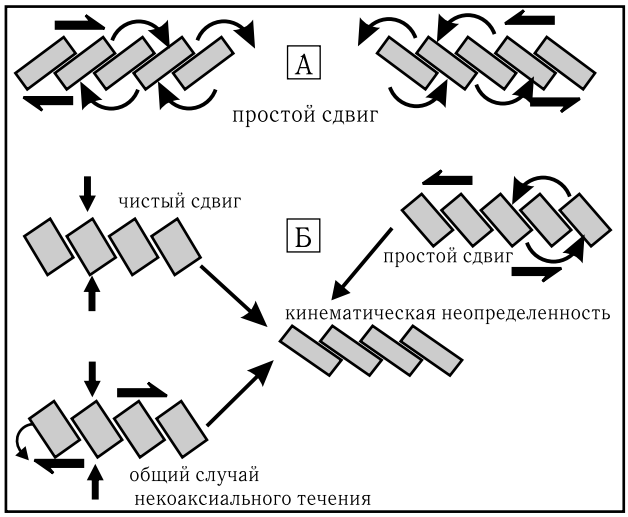


Рис. 1.26. Черепичные (А) и домино (Б) структуры и связанная с ними кинематическая неопределенность
Пояснения см. в тексте

(или коаксиального) течения вращаются антитетически, в соответствии с чем совершенно аналогичная морфология наклоненных «черепиц» возникнет при смещениях противоположного знака (см. рис. 1.26, Б). Таким образом, когда нет уверенности, что течение развивается по модели простого сдвига, эти две структурные формы использовать в качестве индикаторов перемещений не рекомендуется.

1.2.3. Складчатые и другие структуры изгиба

Присдвиговые изгибы плоскостных структур. Важными кинематическими индикаторами считаются присдвиговые изгибы плоскостных структур. В месте пересечения с зоной простого сдвига слои испытывают утонение и загиб в направлении перемещения по разрыву. Однако это простое правило может и подвести, если наблюдения проводятся в одной плоскости. Например, в случае, если линия пересечения слоя и сдвиговой зоны находится под малыми углами к плоскости наблюдения и образует большой угол с вектором перемещения, то видимый изгиб слоя покажет составляющую сдвига, совершенно противоположную истинной. Асимметричные изгибы сланцеватости вокруг изометричных включений (порфиробласт) также часто рассматриваются в качестве структур — кинематических индикаторов. Однако, если исследователь не имеет возможности независимыми методами восстановить первичное положение сланцеватости и тип течения, упрощенное использование этого подхода может привести к ошибочным результатам.

Структуры преломления (рефракции). Преобладающее большинство горных пород анизотропны и обладают реологической расслоенностью различного происхождения и самого разного масштабного уровня, — от микрослоев до целых толщ и формационных комплексов. Практически во всех учебниках по структурной геологии приводятся примеры рефракции кливажа на границе слоев с различной вязкостью. Это явление заслуживает тщательного анализа. Рассмотрим прогрессивную деформацию многослоистой системы в условиях косого сжатия [Treagus, 1983] (рис. 1.27). Режим общего объемного течения соответствует коаксиальному типу. На рис. 1.27 слои занимают диагональное положение к плоскости течения под углами 60° (А) и 30° (Б). В пределах реологически контрастного многослоя оси мгновенного растяжения (кривые 1) испытывают преломл-

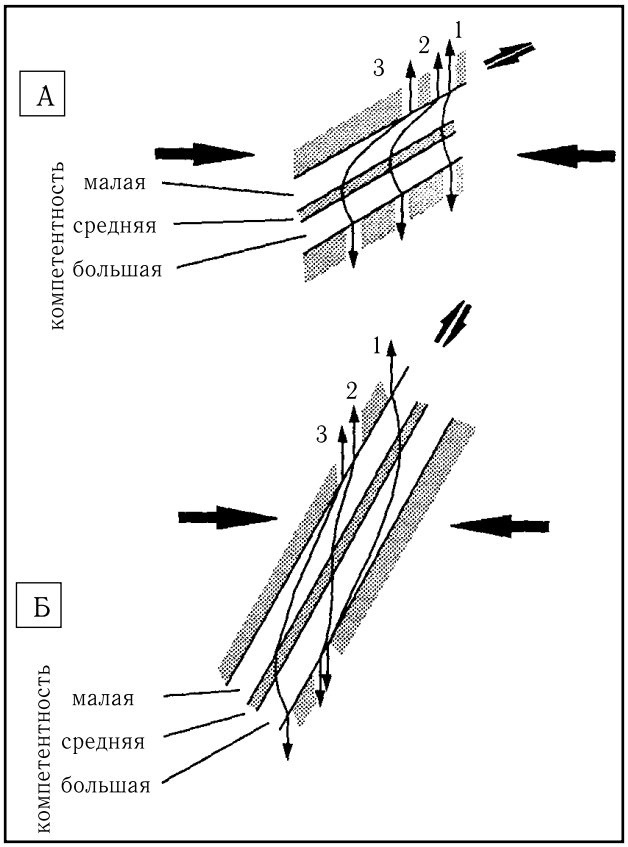


Рис. 1.27. Преломление главной оси мгновенного растяжения в слоях с различной компетентностью (по: [Treagus, 1983], адаптировано)
Пояснения см. в тексте

ление так, что в более компетентном слое они отклоняются либо к плоскости контакта данного прослоя, либо к перпендикулярной слою поверхности — в зависимости от того, какое из положений ближе в угловом отношении. В сравнении с этой позицией отклонения аналогичных осей в менее компетентном горизонте прямо противоположны. Оси же конечного растяжения (кривые 2 и 3) в пластичном прослое стремятся занять положение, близкое к реологической границе слоев, тогда как в пределах компетентного горизонта с развитием деформации они вращаются к положению нормали в слое. Это видно по изменению траекторий кривых 2 и 3, характеризующих промежуточный и конечный этапы деформации соответственно (см. рис. 1.27, Б).

В данном случае интерес представляет тот факт, что рефракция локально приводит к появлению вращательного компонента течения, несмотря на то, что в целом система находится в условиях объемного чистого сдвига (без вращения). Вращательный компонент распределяется в зависимости от компетентности слоев: в пределах вязкого слоя течение в большей мере соответствует коаксиальному типу, тогда как пластичный слой выступает в роли аттрактора механизма простого сдвига с присущим ему внутренним моментом вращения. Этот пример показывает, что при анализе кинематической ситуации на локальном уровне (в пределах слоев) можно получить неверную информацию об общем объемном типе течения.

Теперь обратимся к другому примеру рефракции, связанному с формированием симметричных складок в компетентных слоях, расположенных под разными углами к плоскости простого сдвига (рис. 1.28) [Marcoux et al., 1987]. Рассмотрим жесткие слои, ориентированные параллельно, перпендикулярно и косо к вертикальной плоскости правосторонней зоны сдвиговых деформаций. Согласно отмеченному выше правилу, траектории осей конечного сжатия в косо ориентированных к ним компетентных слоях испытывают преломление и приобретают ориентировку, параллельную к слою, что приводит к формированию складок с субвертикальными шарнирами, осевые плоскости которых перпендикулярны осям сжатия. В горизонтальном слое инициальные складки ориентированы под углом примерно 45° к плоскости сдвига. В косо наклоненном жестком горизонте рефракция более сложная, так как раскладывается по двум направлениям, но в целом шарниры инициальных складок приобретают промежуточное положение по отношению к первым двум случаям, отклоняясь в ту или другую сторону в зависимости от первичного положения пласта (см. рис. 1.28). В некоторых случаях, при определенном положении компетентного прослоя к плоскости сдвига, шарниры складок с первых моментов формирования имеют близкую к направлению сдвига ориентировку.

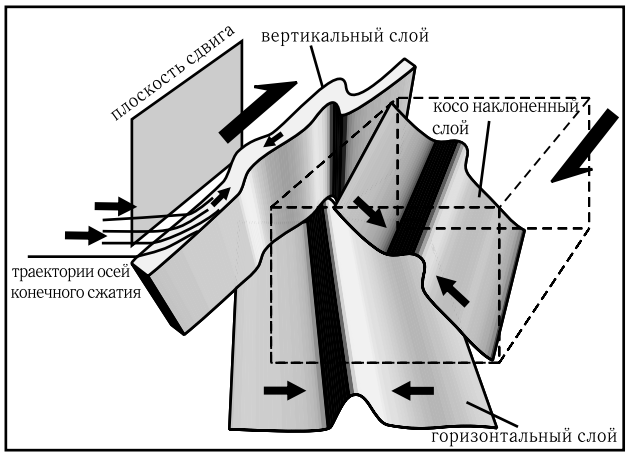


Рис. 1.28. Формирование складок в различно наклоненных к плоскости сдвига компетентных слоях в результате явления рефракции (по: [Marcoux et al., 1987], адаптировано)

Пояснения см. в тексте

Геологи часто судят о кинематике сдвигового течения по ориентировке складчатых структур, тогда как приведенный пример показывает, что без учета первичного положения слоев это может привести к ошибкам. К тому же следует учитывать, что данная схема отражает лишь некоторый момент инициального формирования складок. Последующее развитие деформации может привести к их вращению и изменению ориентировки. Между тем, этот простой случай иллюстрирует некорректность чисто геометрического подхода к выделению фаз складчатости по ориентировке структур в пространстве: разноориентированные складки могут развиваться синхронно в зависимости от условий деформации сдвига и расположения слоистых структур к моменту начала деформации.

Асимметричные складки. Как простой и надежный датчик сдвиговых деформаций асимметричные складки принято рассматривать, прежде всего потому, что данные структуры широко распространены [Berthe, Brun, 1980; Pique et al., 1980; Ponce de Leon, Choukroune, 1980]. Принято считать, что складки Z-образной морфологии отражают правосдвиговую кинематику, а S-образные

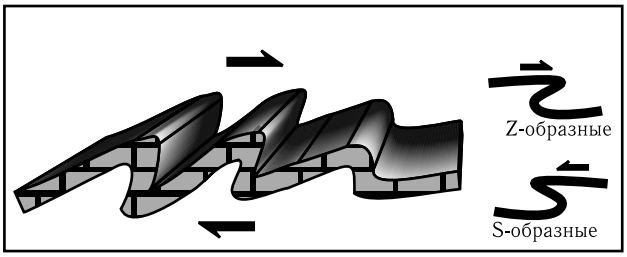


Рис. 1.29. Асимметричные складки Z-образной морфологии
Пояснения см. в тексте

характеризуют левосдвиговые деформации (рис. 1.29). С этим трудно не согласиться, но использовать упрощенно этот принцип в оценке объемной составляющей сдвига недопустимо. Во-первых, асимметричные складки могут быть структурами волочения в крыльях более крупной пликативной структуры и симметрия складок будет меняться от одного крыла к другому. В этом случае асимметрия вторичных структур будет характеризовать лишь локальный тип течения в крыльях. Во-вторых, даже относительно небольшие вариации скоростей сдвиговых деформаций в гетерогенной среде (слои, тектонические пакеты) могут привести к смене симметрии складок. Как правило, это свойственно дисгармоничному течению. В-третьих, широко распространены асимметричные складки с шарнирами, ориентированными вдоль направления течения, изучая которые геолог может неверно определить положение плоскости течения, допуская, что шарнир всегда ортогонален направлению перемещения.

В ряде случаев наблюдения за ориентировкой шарниров асимметричных складок в зависимости от интенсивности деформаций, выполненные на основании количественных измерений в поле, показали, что в инициальный момент формирования их шарниры имеют ортогональную ориентировку по отношению к линейности удлинения (направлению сдвига), но с нарастанием интенсивности деформаций они испытывают изгиб и переориентируются в параллельное линейности положение [Berth, Brun, 1980]. Однако это не является общим правилом и скорее соответствует частному случаю, когда слой, подверженный деформации, изначально ориентирован в соответствии с положением оси вращения. Как было отмечено выше, при деформации компетентных слоев, расположенных под наклоном к плоскости сдвига и оси вращения, шарниры складок с первых моментов формирования имеют близкую к направлению сдвига ориентировку [Cobbold, Quinquis, 1980; Marcoux et al., 1987] (см. рис. 1.28). Таким образом, использование данного кинематического индикатора требует статистического подхода. Если рисунок складок закономерно повторяется — правомерно проводить объемные интерпретации.

Кинк-зоны. Структуры «излома» сланцеватости — кинк-зоны — проявляются в тонкорассло-енных (сланцеватых) породах, залегающих в плоскости некоаксиального течения [Ramsay, Huber, 1987]. В идеальном случае область «излома» ограничена двумя плоскостями и подвержена антитетическому вращению по отношению к общей объемной составляющей сдвиговой деформации (рис. 1.30). В пределах кинк-зоны это вращение сопровождается сдвиговым проскальзыванием вдоль сланцеватости, которое совпадает по знаку с конформными сланцеватости обрамления сдвиговыми смещениями. Отмеченное выше для асимметричных складок правило S-образной и Z-образной морфологии, в данном случае, применяется с точностью до наоборот: рисунок типа «S» соответствует правому сдвигу, а «Z» — левому. Однако это не единственный способ кинематического развития кинк-зон, существуют варианты с обратной ситуацией, отличить которые в поле трудно. Поэтому данные структуры можно использовать только как дополнительные индикаторы перемещений [Dewey, 1965].

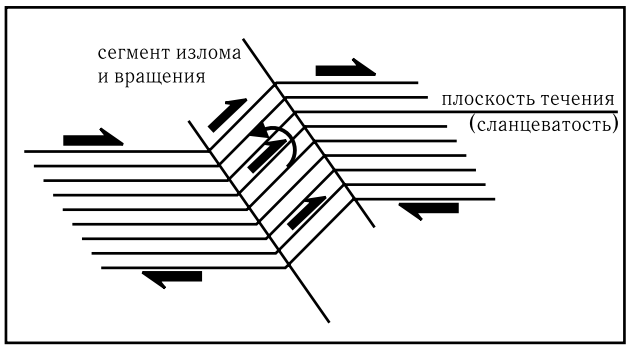


Рис. 1.30. Один из механизмов формирования кинк-зон
Пояснения см. в тексте

Колчановидные складки. Эти складки не имеют четко выраженных шарниров; в данном случае их большое множество, а их линии радиально сходятся к одной точке максимальной кривизны изгибаемой поверхности, т.е. к замковой части структуры. В поперечном шарнирам направлении слои, образующие эти складки, имеют концентрически замкнутую конфигурацию. В продольном

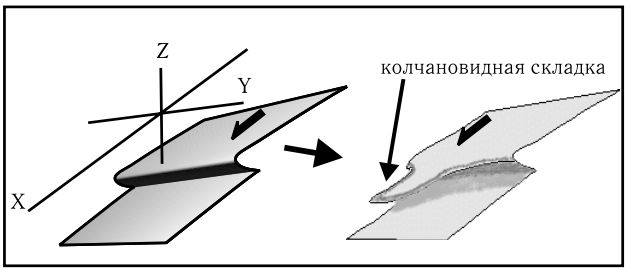


Рис. 1.31. Развитие колчановидной складки из асимметричной за счет вращения шарнира к главной оси растяжения X

Пояснения см. в тексте

срезе эти структуры выглядят как обычные асимметричные пликативные формы. Они характерны для интенсивно деформированных метаморфических, либо эвапоритовых комплексов, развитых в зонах сдвигового тектонического течения [Cobbold, Quinquis, 1980; Marcoux et al., 1987; Talbot, 1979; Jegouzo, 1980]. Выявить колчановидные складки далеко не просто, так как для этого требуются трехмерные наблюдения. Одни исследователи рассматривают структуры подобной морфологии как результат трехмерных деформаций [Эз, 1985], другие — считают их прямыми индикаторами некоаксиального сдвигового течения [Cobbold, Quinquis, 1980]. Если принять последнюю версию, то легко представить формирование данных структур в рамках концепции о прогрессивном развитии деформации сдвига. Подчиняясь правилу вращения материальных линий к оси конечного максимального растяжения, первоначально линейные шарниры испытывают изгиб, и обычная складка трансформируется в колчановидную (рис. 1.31).

Складки продольного течения. Это структуры, у которых шарниры параллельны линейности удлинения. В генетическом отношении они родственны колчановидным складкам и часто встречаются в едином с ними парагенезе в пределах высокометаморфизованных или пластичных эвапоритовых комплексов, являясь признаком сдвиговых деформаций [Cobbold, Quinquis, 1980; Marcoux et al., 1987; Ponce de Leon, Choukroune, 1980] (рис. 1.32). Подобного рода структуры, оси которых были параллельны линейности удлинения с первых моментов формирования, были получены экспериментально в условиях простого сдвига для слоев, расположенных под углом к плоскости течения [Cobbold, Quinquis, 1980; Marcoux et al., 1987]. Вероятны и случаи переориентировки первоначально ортогональных удлинению шарниров в положение, соответствующее направлению конечного растяжения [Berthe, Brun, 1980]. Но это возможно лишь в условиях некоаксиального сдвигового течения.

По-видимому, наиболее характерная ситуация для развития складок продольного течения соответствует развитию деформации простого сдвига в комплексах кристаллического фундамента и перекрывающего его чехла, имевшего изначально пологое залегание (рис. 1.33). Наличие относительно жесткого фундамента препятствует развитию продольного к слоистым комплексам чехла сжатия. Сдвиговые скольжения доменов фундамента в горизонтальном направлении имеют в данном случае более широкие возможности структурообразования. Как правило, отраженной реакцией чехла на такие подвижки будет формирование диагональных складок. Шарниры этих структур с самого начала их формирования должны быть параллельны оси мгновенного растяжения, а при последующей прогрессивной деформации их

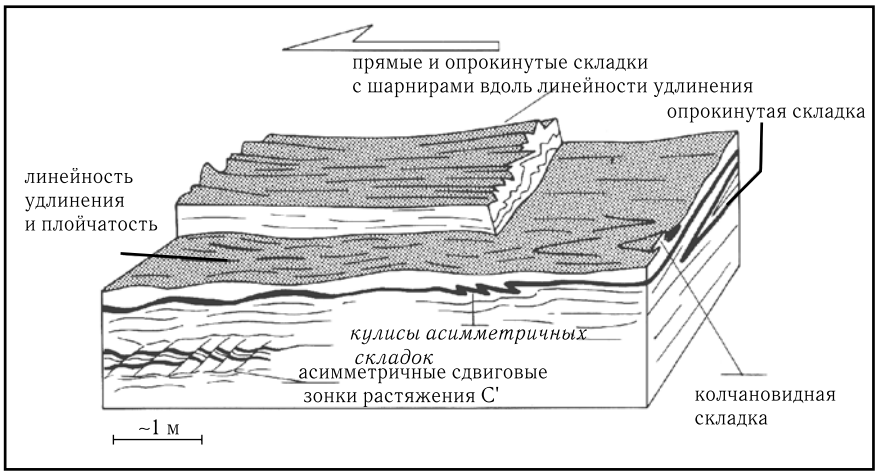


Рис. 1.32. Схематическая блок-диаграмма, отражающая структурно-кинематические парагенезы в ангидритах, развитых в основании надвигов системы Анталия (по: [Marcoux et al., 1987])

Пояснения см. в тексте

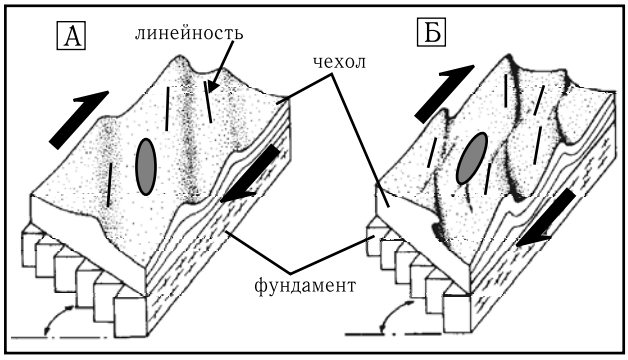


Рис. 1.33. Блок-диаграммы, поясняющие формирование диагональных складок чехла за счет деформации простого сдвига в кристаллическом фундаменте. Шарниры складок при этом параллельны линейности удлинения и вращаются в соответствии с вращением конечного эллипсоида деформации (по: [Ponce de Leon, Choukroune, 1980], адаптировано)

Пояснения см. в тексте

положение будет следовать вращению конечного эллипсоида деформации (линейности удлинения). Данная модель была предложена для объяснения структурных соотношений гранитоидов и обрамляющих осадков сдвиговых зон Иберийской арки [Ponce de Leon, Choukroune, 1980].

Сопряженные складки. Эти складки характеризуются наличием двух разноориентированных, но формирующихся синхронно складчатых систем [Cobbold, Quinquis, 1980; Berthe, Brun, 1980; Колодяжный, 1999б]. Они, как правило, имеют нецилиндрическую и асимметричную морфологию, которая часто отражает составляющую сдвиговых перемещений. По простиранию эти структуры довольно быстро затухают. Шарниры мелких сопряженных складок обычно расположены косо относительно линейности удлинения; в процессе прогрессивной деформации они испытывают вращение и приближаются к ориентировке линейности удлинения [Berthe, Brun, 1980]. Нередко интерференционное взаимодействие сопряженных складок приводит к формированию структур, напоминающих параллелограмм (ромб), а при высокой интенсивности сдвиговых деформаций — к образованию колчановидных пликативных форм (см. рис. 1.31). В случаях пересечения двух систем складок, образующих сопряженную пару, часто также формируются интерференционные структуры «пересекающейся складчатости» (в частности, структуры «замок в замке»), которые нередко ошибочно интерпретируют как результат полифазных деформаций (рис. 1.34).

Механизм формирования сопряженных складок в условиях простого сдвига иллюстрирует геометрическая модель [Berthe, Brun, 1980]. Согласно этой модели, если сминаемая в складки плоскость изначально ориентирована к направлению сдвига под углом $\alpha > 90°$, то формируются сопряженные складки, если угол $\alpha < 90°$, — развивается только одна система нецилиндрических складок (рис. 1.35). В инициальную стадию формирования складок большую роль играют механические эффекты, связанные с существованием локальных неоднородностей. Например, сопряженные складки зарождаются вокруг жестких включений и образуют симметричную по отношению к линейности удлинения систему. При последующей прогрессивной деформации простого сдвига происходит кинематическое усложнение структур: одна из систем складок вращается к направлению сдвига быстрее, чем другая, а угол между ними последовательно сокращается. При высокой интенсивности сдвиговых деформаций ($\gamma = 5$) шарниры складок обеих систем имеют лишь слабый наклон по отношению к линейности удлинения, т.е. достигаются условия линеаризации. Ввиду того, что в процессах вращения участвуют не только складчатые структуры, но и слои, сминаемые в складки, с определенного момента, когда их позиция по отношению к направлению сдвига достигает угла $\alpha < 90°$, начинают развиваться асимметричные нецилиндрические складки одной системы.

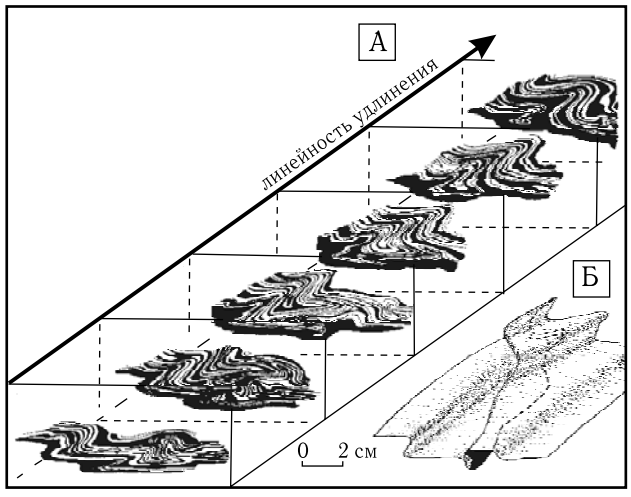


Рис. 1.34. Блок-диаграмма, показывающая серию разрезов поперек системы сопряженных складок (А) и результирующая трехмерная реконструкция складчатой поверхности (Б). Южно-Армориканская зона сдвиговых дислокаций (по: [Berthe, Brun, 1980])

Пояснения см. в тексте

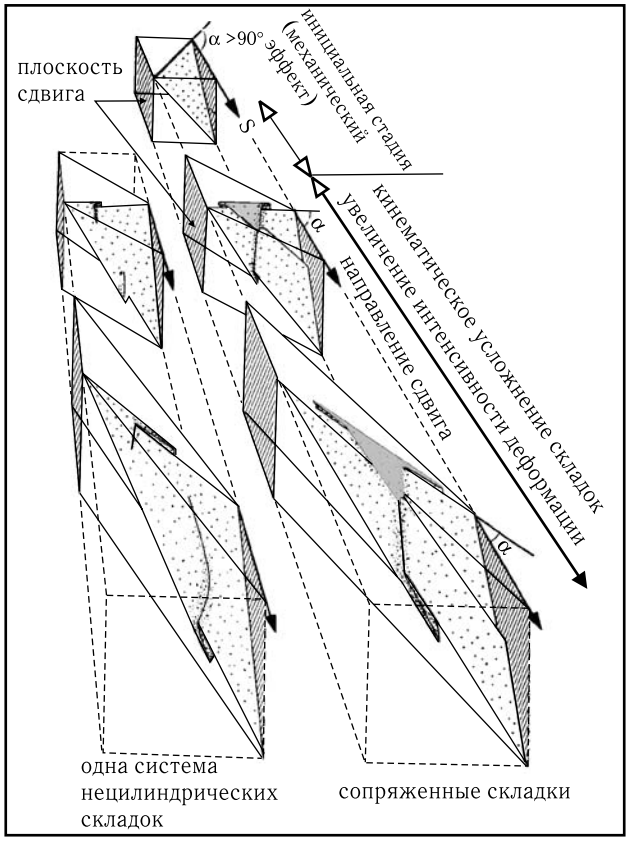


Рис. 1.35. Геометрическая модель развития нецилиндрических и сопряженных складок в условиях простого сдвига. Если сминаемая в складки поверхность изначально ориентирована к направлению сдвига под углом $\alpha > 90°$, то формируются сопряженные складки, если угол $\alpha < 90°$, — развивается только одна система нецилиндрических складок (по: [Berthe, Brun, 1980])

Пояснения см. в тексте

Таким образом, сопряженные и несопряженные складки могут формироваться практически одновременно как результат переориентировки и вращения слоев [Berthe, Brun, 1980]. Как это видно на рис. 1.35, сопряженные складки в различных срезах образуют системы с различным рисунком, т.е. их асимметрия, на первый взгляд, находится в противоречии с общей составляющей сдвиговых деформаций. Однако, если их рассматривать в плоскости, параллельной направлению сдвига, рисунок становится выдержанным и закономерным по отношению к общей кинематике перемещений. Для зон неоаксиального течения эта закономерность часто повторяется и является важным элементом кинематических построений [Berthe, Brun, 1980].

Купольно-сдвиговые структуры. Отличаются от гранито-гнейсовых куполов по механизму формирования и, в отличие от них, генетически связаны с динамикой зон сдвиговых деформаций. Как правило, это небольшие (первые километры) куполообразные структуры, образующие цепочки и эшелонированные системы в пределах сдвиговых зон. Их морфология может существенно изменяться в зависимости от интенсивности деформаций. Формирование купольно-сдвиговых структур является результатом комплексного взаимодействия ряда факторов и условий: 1) объемные сдвиговые деформации (режим транспрессии) с преобладающим горизонтально-продольным перемещением горных масс; 2) одновременное развитие деформации сдвига в породах фундамента и чехла; 3) развитие трехмерной деформации с появлением вертикальной составляющей перемещений; 4) вращение линзовидных тел вокруг субвертикальной оси; 5) концентрическая конфигурация траекторий максимальных касательных напряжений в зонах простого сдвига [Бондаренко, 1991; Колодяжный, 1999б; Морозов, Гептнер, 1997]. Во многом сходные факторы были выявлены путем математического анализа трехмерных складок, развитых в пределах плато Аппалачи в западной Пенсильвании [Fletcher, 1991]. Для этих структур было отмечено кулисообразное расположение и сопутствующее им развитие системы сопряженных складок.

* * *

Любые структурные исследования и геодинамические построения могут остаться сугубо статичными и описательными без четкого понимания динамики перемещения и взаимодействия геологических тел в пространстве и времени. Геологические наблюдения дают нам лишь некий «застывший» структурный образ, тогда как история его формирования остается за рамками непосредственного наблюдения. Механофизические и экспериментальные подходы, призванные восполнить этот пробел и создать некий набор кинематически осознанных структурных форм и их сочетаний (парагенезов), составляют теоретическую основу структурно-кинематического анализа. Однако принятые в практике кинематические индикаторы далеко не всегда были получены экспериментально, а появились из эмпирического опыта. В то же время, не все лабораторные модели отражают реальные условия геологической среды. Поэтому геологи вот уже несколько десятилетий занимаются разработкой теории кинематических индикаторов, но до сих пор существуют разногласия в

интерпретации конкретных структур. В настоящее время методика структурно-кинематического анализа продолжает развиваться, чему способствует появление новых фактических и экспериментальных данных, уточняющих и расширяющих этот метод познания геологических процессов.

Выше были рассмотрены лишь некоторые структуры — кинематические индикаторы, которые использовались автором в процессе исследований. Изучение индивидуальных структур в конкретных точках позволяет выявлять направления тектонических перемещений и при массовых наблюдениях составлять структурно-кинематические схемы, отражающие динамические условия эволюции крупных областей. Методические особенности этих работ, интегрирующих результаты исследований в локальных «кинематических точках», весьма разнообразны и требуют творческого подхода в каждом конкретном случае. Примеры общего тектонического анализа на основе структурно-кинематических данных будут рассмотрены ниже.

Необходимым элементом структурно-кинематического анализа является изучение структурных рисунков различных тектонических зон. Теоретические аспекты этих исследований в данной монографии работе не приводятся, так как они подробно рассматриваются во многих работах [Лукьянов, 1963, 1965, 1989; 1991; Копп, 1997; Расцветаев, 1987; Буртман и др., 1963; Тевелев, 2002; Морозов, Гептнер, 1997; и мн. др.]. Анализ структурных рисунков использовался и здесь. Однако при изучении полискладчатых структурных ансамблей докембрийских комплексов наблюдаемый в современном срезе структурный рисунок бывает весьма сложен и часто отражает интерференционное наложение структур различных геодинамических обстановок. Поэтому без детального изучения локальных кинематических индикаторов использование этого метода не приносит достоверных результатов.

Структурно-кинематические исследования являются необходимым элементом любых геодинамических реконструкций. В частности, они раскрывают широкие возможности при изучении динамических особенностей эволюции различных слоев литосферы геологического прошлого, обнажающихся в пределах древних щитов и, в какой-то степени, могут пролить свет не характер тектонических процессов в современных геосферах, недоступных прямому наблюдению. Использование современных методов структурно-кинематического анализа в восточной части Балтийского щита все еще носит локальный характер.

В этой работе приводятся новые данные, позволяющие построить модель кинематической эволюции этой области. Они показывают, что с помощью структурно-кинематического анализа можно находить неординарные решения сложных геодинамических задач.

Глава 2
Тектоническое районирование восточной части Балтийского щита

Балтийский (Фенноскандинавский) щит расположен на северо-западе Восточно-Европейской платформы и представляет собой наиболее крупный выступ ее докембрийского фундамента. В его строении принято выделять три провинции: Карело-Кольскую, Свекофеннскую и Дальсландскую, испытавших консолидацию в различные тектонические эпохи. Первая из них является наиболее древним по возрасту коры образованием и характеризуется длительным периодом эволюции (3,5–1,7 млрд лет), на протяжении которого сформировались несколько генераций архейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций и зеленокаменных поясов, а также палеопротерозойские преимущественно внутриконтинентальные комплексы. Карело-Кольская провинция (протократон) образует восточную часть Балтийского щита, охватывает Кольский полуостров, Карелию и Лапландию. Линия глубинных разломов, составляющих зону Ладога–Раахе и прослеживающихся от Ладожского озера через вершину Ботнического залива в северо-западном направлении, выступает в роли шва, разделяющего Карело-Кольскую и Свекофеннскую провинции. Последняя составляет центральную и наиболее обширную область Балтийского щита с корой, сформированной в конце палеопротерозоя. На юго-западе Скандинавии небольшой по площади фрагмент Балтийского щита составляет Дальсландская (Свеконорвежская) провинция. Она была образована в результате готской орогении (1,75–1,5 млрд лет) и испытала интенсивную ремобилизацию в ходе гренвильских тектонометаморфических событий (1,25–0,9 млрд лет) [Gaal, Gorbatchev, 1987].

В задачи данного исследования входит рассмотрение особенностей эволюции Карело-Кольского региона в палеопротерозое. Рассмотрим более подробно данную область и прилегающие к ней территории свекофеннид (Свекофеннская провинция).

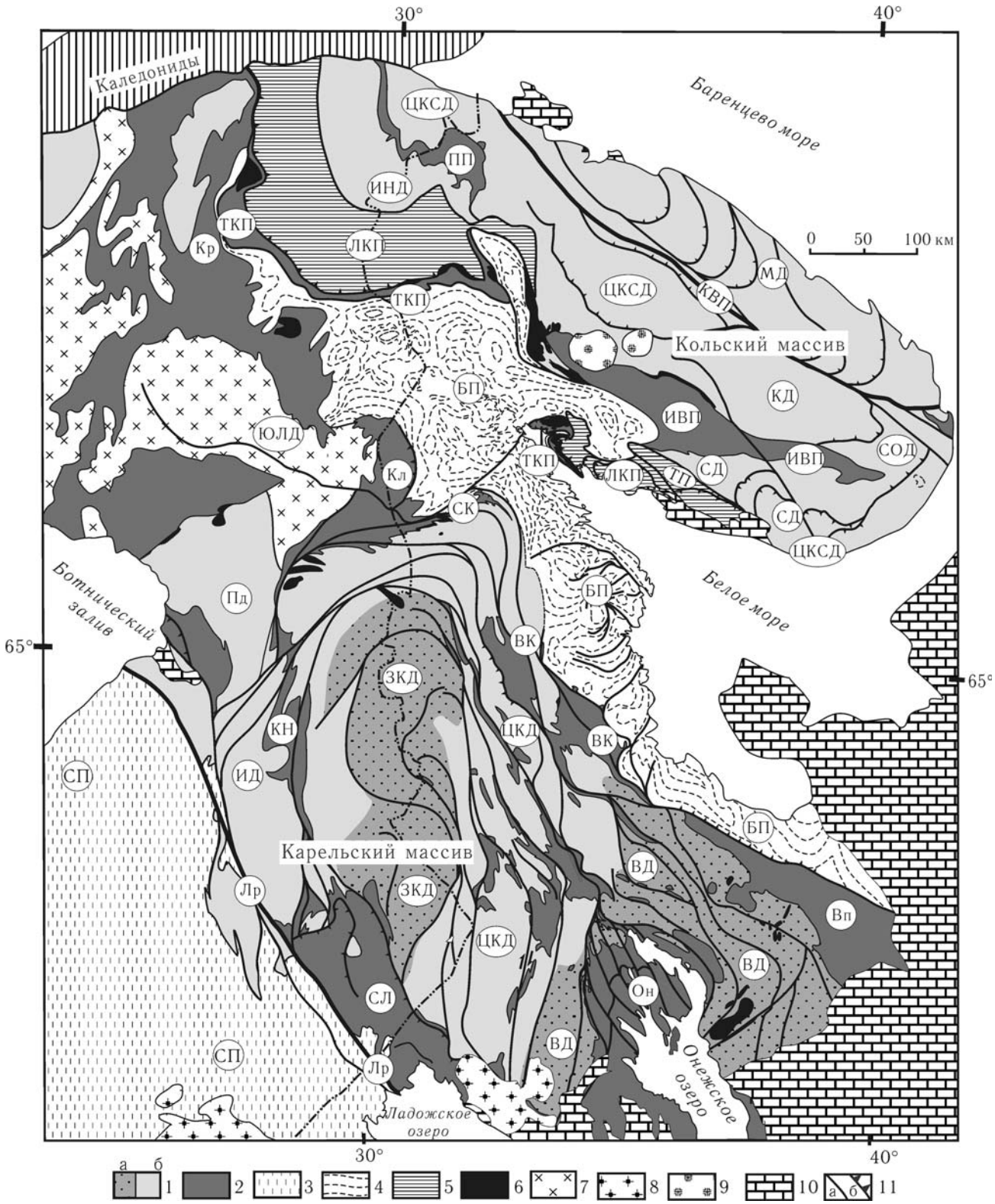
2.1. Свекофеннская провинция

Свекофеннская провинция в настоящее время рассматривается в качестве палеоокеанической структуры, развивавшейся преимущественно в позднем палеопротерозое. В ее строении участвуют ювенильные плутонические и вулканогенно-осадочные комплексы, формировавшиеся в условиях островных дуг и задуговых бассейнов в интервале времени 2,2–1,75 млрд лет при максимальной вулканической активности в период 1,9–1,87 млрд лет [Gaal, Gorbatchev, 1987; Gorbatschev, Bogdanova, 1993; Huhma, 1986; Nironen, 1997]. Зоны субдукции, генерировавшие островодужные серии, имели сложную и многократно менявшуюся конфигурацию. Предложенная в недавнее время кинематическая модель Свекофеннского пояса отражает его эволюцию в качестве взаимодействия системы сложно изогнутых в плане субдукционно-аккреционных систем, сопоставимых с кайнозойскими аналогами в районе дуговых поясов моря Банда [Nironen, 1997].

Зоны субдукции в основном были направлены в сторону от Карело-Кольского кратона во внутренние области Свекофеннского океана, в частности, под раннесвекофеннские комплексы Центрально-Финляндского массива. Предполагается, что поддвигание Свекофеннской океанической плиты под континент имело место только в северо-западном Лапландском сегменте Карело-Кольского протократона, что обусловило формирование активной континентальной окраины и широкой области магматической переработки архейских и палеопротерозойских комплексов орогенными гранитоидами

(1,85–1,77 млрд лет) [Рундквист и др., 1999; Gaal, Gorbatchev, 1987]. В более южных районах в западном обрамлении Карельского массива признаков активной свекофеннской окраины не наблюдается, хотя на этот счет имеются и противоположные взгляды [Глубинное строение..., 2004].

В процессе свекофеннской орогении (1,9–1,75 млрд лет) островодужные образования были аккрети-



рованы и надвинуты на окраину Карело-Кольского протократона, перекрыв архейские и палеопротерозойские комплексы, которые частично были вовлечены в покровообразование, подвержены зональному метаморфизму и реоморфизму с формированием мигматит-гранитных куполов. В западном обрамлении Карельского массива роль тектонического шва, разделяющего океанические и континентальные комплексы, выполняет зона транспрессии Ладога–Раахе, эволюция которой отражают режим косой конвергенции (рис. 2.1) [Морозов, 1999]. В ее пределах отмечается сложный комплекс тектонометаморфических преобразований, отражающих процессы выжимания свекофеннских аллохтонных пластин и их косого надвигания на пассивную окраину Карельского массива.

2.2. Карело-Кольская провинция

Карело-Кольская провинция (протократон) состоит из ряда тектонических элементов, крупнейшими из которых являются Карельская гранит-зеленокаменная и Кольская гранулито-гнейсовая провинции (субпровинции), а также разделяющий их Беломорско-Лапландский гранулито-гнейсовый пояс (см. рис. 2.1). В качестве кратонизированной области с корой континентального типа данная провинция сформировалась в конце архея в результате коллизионных процессов (2,7–2,6 млрд лет); к началу палеопротерозоя она входила в состав первого в истории Земли суперконтинента Пангеи-0 [Минц и др., 1996; Рундквист и др., 1999]. Архейские гранит-зеленокаменные и гранулито-гнейсовые ассоциации явились фундаментом для палеопротерозойских (карельских) вулканогенно-осадочных комплексов. На протяжении палеопротерозоя Карельская и Кольская провинции испытали существенную ремобилизацию и тектоническую переработку. Однако ее интенсивность была существенно ниже по сравнению с тектонометаморфическими преобразованиями в пределах Беломорско-Лапландского пояса. Поэтому, представляется вполне правомерным использовать по отношению к относительно стабильным провинциям устоявшиеся понятия «массив» и «кратон» в противопоставлении к Беломорско-Лапландскому подвижному поясу.

Карельская и Кольская провинции состоят из ряда доменов, имевших самостоятельное тектоническое значение преимущественно в процессе архейской эволюции. Эти тектонические единицы иногда рассматриваются в качестве террейнов, каждый из которых обладал специфическими условиями развития [Балаганский и др., 1998]. Данные палеомагнитных исследований показывают, что составные элементы Карельской и Кольской провинций, так же как и сами они, в палеопротерозое не были существенно разобщены, в частности, за счет формирования обширных океанических бассейнов [Арестова и др., 1987; Mertanen et al., 1999]. Поэтому в отношении палеопротерозойского периода эволюции использование термина «террейн», по мнению автора, не совсем корректно. Впрочем, все это зависит от мировоззрений исследователя и от того, в какой степени он доверяет палеомагнитным методам, которые, к сожалению, для докембрия еще очень далеки от совершенства.

←

Рис. 2.1. Схема тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита (составлено по: [Балаганский и др., 1998; Кратц, 1963; Лобач-Жученко и др., 2000; Минц и др., 1996, 2004; Морозов, 1999; Сыстра, 1991; Karki, Laajoki, 1995; и др.])

1 — архейская континентальная кора с модельным Sm-Nd возрастом > 3 млрд лет (а) и < 3 млрд лет (б); 2, 3 — палеопротерозой: 2 — рифтогенные преимущественно эпиконтинентальные вулканогенно-осадочные комплексы, 3 — осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы Свекофеннского аккреционно-коллизионного пояса; 4, 5 — архей-протерозойские внутриплитные подвижные пояса: 4 — Беломорский амфиболито-гнейсовый, 5 — Лапландско-Колвицкий гранулитовый; 6–8 — палеопротерозойские интрузии: 6 — расслоенные массивы габбро-анортозитов и пироксенит-габбро-норитов (2,5–2,4 млрд лет), 7 — орогенные гранитоиды (1,9–1,8 млрд лет), 8 — посторогенные граниты (1,75–1,55 млрд лет); 9 — девонские интрузии; 10 — рифей-фанерозойский чехол; 11 — разрывы: крутопадающие (а) и пологие (б)

Буквенные обозначения. Неоархейские домены: Карельского массива: ВД — Водлозерский, ЗКД — Западно-Карельский, ЦКД — Центрально-Карельский, ИД — Иисалми, Пд — Пудосъярви; *Кольского массива:* ЦКСД — Центрально-Кольский составной домен (включает в себя домены: СД — Стрельнический, СОД — Сосновский, КД — Кейвский, ИНД — Инари(?)), МД — Мурманский. *Архей-протерозойские подвижные пояса:* БП — Беломорский, ЛКП — Лапландско-Колвицкий, КВП — Колмозеро-Вороньинский, СП — Свекофеннский, ТП — Терский. *Палеопротерозойские вулканогенно-осадочные пояса*: ВП — Ветреный пояс, ВК — Восточно-Карельский, СК — Северо-Карельский, КН — Кайнуу, СЛ — Саво-Ладожский, Кр — Карасйок, Кл — Куолоярви, ПП — Печенгский, ИВП — Имандра-Варзугский, ТКП — Танаэлв-Кандалакшский. ЛР — шовная зона Ладога–Раахе, ЮЛД — Южно-Лапландский домен, Он — Онежская мульда

Кольская провинция

В строении Кольской провинции (массива) выделяются следующие неоархейские домены: Мурманский гранит-мигматитовый домен (пояс); Центрально-Кольский составной гранулито-гнейсовый домен, включающий в себя ряд доменов высокого порядка (Стрельнический, Сосновский, Кейвский, Инари) (см. рис. 2.1). Центрально-Кольский и Мурманский домены разделены зеленокаменным поясом Колмозеро–Воронья, представляющим собой часть сутурной Титовско-Кевской зоны. Вдоль юго-западного обрамления Кольского массива размещается палеопротерозойский Печенга–Имандра–Варзугский вулканогенно-осадочный пояс, который рассматривается либо в качестве континентального рифта, либо как палеоокеаническая сутура [Балаганский и др., 1998; Минц и др., 1996; Терехов, 2003]. Он имеет асимметричное строение, выраженное в наращивании разрезов палеопротерозоя в южном направлении.

Толщи, составляющие верхнюю часть вулканогенно-осадочной призмы и имеющие самые молодые возрасты, располагаются вдоль южной границы пояса, где они чаще срезаются разрывами. В области восточного замыкания пояса Имандра–Варзуга отмечается центриклиналь и стратиграфическое налегание палеопротерозойских толщ на архейский фундамент [Балаганский и др., 1998]. Стратиграфически несогласные контакты нередко фиксируются и вдоль северного борта структуры. Вместе с тем, данные сейсмопрофилирования и сверхглубокого бурения в районе Печенгского сегмента позволяют предполагать, что данный пояс состоит из системы моноклинальных тектонических пластин, погружающихся в южных румбах под гранито-гнейсовый домен Инари, в строении которого важную роль играют палеопротерозойские мигматит-гранитные купола [Минц и др., 1996]. Сходные соотношения отмечаются в области сочленения пояса Имандра–Варзуга и Стрельнического домена (см. рис. 2.1).

Преимущественно вдоль северного борта рассматриваемого пояса размещаются крупные расслоенные массивы мафит-ультрамафитового состава, которые образуют две возрастные группы: 2,50 и 2,44 млрд лет [Amelin et al., 1995].

Карельская провинция

Карельская гранит-зеленокаменная провинция в виде широкой (до 400 км) полосы прослеживается в северо-западном направлении на расстояние более 1000 км и представляет собой крупный фрагмент архейской континентальной коры, подверженной неравномерной магматической и тектонометаморфической ремобилизации в палеопротерозое (см. рис. 2.1). На юго-востоке, в районе Онежского озера, она перекрыта рифей-фанерозойским чехлом, а на северо-западе — исчезает под тектоническими покровами норвежских каледонид. С юго-запада данная тектоническая область обрамляется свекофеннскими аккреционно-коллизионными комплексами, а с северо-востока — Беломорско-Лапландским поясом. Архейский фундамент данной области образован породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии с неправильной сетью зеленокаменных поясов. Особенности формирования архейских гранит-зеленокаменных ассоциаций Карельской провинции обсуждаются во многих работах, рассматривающих их как результат рифтогенных (надплюмовых), субдукционно-аккреционных и более сложных тектонических процессов, в частности, явлений тессерообразования [Кожевников, 2000; Лобач-Жученко и др., 2000; Миллер, 1988; Минц, 1998; Ненахов, 2001; Шарков и др., 2000].

Карельский массив резко обособлен в пределах одноименной гранит-зеленокаменной области в структурном и вещественном отношениях. Северо-западный Лапландский сегмент данной провинции подвержен интенсивным тектономагматическим преобразованиям свекофеннского времени, в результате которых архейский фундамент в значительной степени был переработан орогенными гранитоидами (1,85–1,77 млрд лет) [Gaal, Gorbatchev, 1987]. Юго-восточная часть области, соответствующая Карельскому массиву, характеризуется почти полным (за исключением узких краевых частей) отсутствием свекофеннского магматизма и своеобразным структурным рисунком, главными элементами которого являются линейно-дугообразные и диагональные к общему простиранию структур зоны сдвига (см. рис. 2.1). Вероятнее всего эта специфика в сегментации гранит-зеленокаменной области связана с различными типами ее соотношений со свекофеннскими палеоокеаническими комплексами. Предполагается, что на северо-западе океаническая плита испытала субдукцию под архейский континент, что обусловило формирование активной континентальной окраины и широкой области магматической переработки [Рундквист и др., 1999]. В области Карельского массива соотношения свекофеннских океанических комплексов и образований палеопротерозойской пассивной окраины

отражают режим косой конвергенции и латеральной аккреции.

В составе фундамента Карельского массива обособлены три главных домена: Водлозерский, Западно-Карельский и Центрально-Карельский [Лобач-Жученко и др., 2000]. Результатом палеопротерозойской тектонической активизации явились линзовидные домены высокого порядка, ограниченные зонами сдвига. Наиболее крупными из них являются домены Иисалми и Пудосъярви в западной части Карельского массива (см. рис. 2.1).

Гранит-зеленокаменные комплексы фундамента Карельского массива с угловым несогласием и глубоким размывом перекрыты палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными толщами (карельский комплекс, карелиды). Карелиды рассматриваются как фрагменты эпиплатформенного чехла, либо в качестве комплексов, заполняющих рифтогенные впадины типа pull-apart или полуграбенов [Кратц, 1963; Морозов, 2002б; Сыстра, 1991; Терехов, 2003; Колодяжный, 2001, 2003а]. Альтернативными являются представления об эволюции данных образований в рамках моделей тектоники плит, что предполагает существование палеопротерозойских вулканогенно-осадочных поясов шовного типа [Минц и др., 2001, 2004; Берзин и др., 2002].

Палеопротерозойские комплексы слагают относительно протяженные пояса и разрозненные синклинальные структуры. Выдержанные по простиранию пояса наиболее характерны для краевых частей Карельского массива, где они образуют линейно-дугообразный Циркум-Карельский пояс. В его состав входят следующие пояса: Ветреный Пояс, Восточно- и Северо-Карельский, Кайнуу и Саво-Ладожский (см. рис. 2.1). Некоторые исследователи сопоставляют его с одноименной палеоокеанической структурой [Минц и др., 1996], другие рассматривают данный пояс в качестве долгоживущей зоны сдвиговых дислокаций [Колодяжный, 1998, 2001, 2003а].

По сравнению с вулканогенно-осадочными толщами пояса Печенга–Имандра–Варзуга рассматриваемые пояса Карельского массива имеют много общего. Прежде всего, литостратиграфические разрезы, петрохимические и радиоизотопные характеристики вулканитов различных горизонтов в пределах этих поясов коррелируют друг с другом [Минц и др., 1996; Шарков и др., 2000; Amelin et al., 1995]. Для Карельского массива также характерно появление расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий и комагматичных дайковых роев (2,44 млрд лет), размещающихся преимущественно в бортах палеопротерозойских структур. Эти особенности, а также некоторые черты зонального свекофеннского метаморфизма во многом предопределяют сходство периферических частей Карельского и Кольского массивов. Но имеется и ряд существенных различий, в частности, в пределах пояса Печенга–Имандра–Варзуга мощности палеопротерозойских толщ существенно выше за счет резкого преобладания в разрезах вулканитов. Их возрастные аналоги в Карелии характеризуются меньшими мощностями и примерно равными соотношениями вулканических и осадочных пород [Терехов, 2003]. В отличие от асимметричных моноклиналей пояса Печенга–Имандра–Варзуга, палеопротерозойские комплексы северо-восточного обрамления Карельского массива образуют симметричные в стратиграфическом отношении синклинальные структуры.

Центральные части Карельского массива также имеют свою специфику, которая отражается в некоторых особенностях стратиграфических разрезов палеопротерозоя, а также в весьма слабом проявлении свекофеннского метаморфизма. Здесь широко распространены относительно пологие, но сложноскладчатые мульдообразные структуры, которые пространственно сопряжены с узко сжатыми синклиналями; крылья последних с одной или с обеих сторон срезаны разрывами. Данные формы обычно прослеживаются в северо-западном направлении на многие десятки километров и маркируют зоны сдвиговых дислокаций. В бортах палеопротерозойских синклиналей и их центральных частях развиты синхронные по времени формирования вулканитам дайковые рои габброноритового, долеритового и кислого составов.

Беломорско-Лапландский пояс

Беломорско-Лапландский пояс расположен между Кольским и Карельским неоархейскими кратонами и прослеживается в северо-западном направлении полосой протяженностью более 850 км. В его строении участвуют гранулито-гнейсовые и амфиболито-гнейсовые ассоциации, составляющие покровно-надвиговые ансамбли, в различной степени переработанные процессами гранитизации и формирования куполов, полифазными проявлениями складчатости и высокобарического метаморфизма [Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Миллер и др., 1995, 2002; Минц и др., 1996]. По ряду признаков Беломорско-Лапландский пояс суще-

ственно отличается от смежных тектонических областей и представляет собой классический пример гранулито-гнейсового пояса, тектонически активного на протяжении длительного времени. В его составе обособлены две разновозрастные тектонические единицы: Беломорский амфиболито-гнейсовый и Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояса (см. рис. 2.1).

Беломорский пояс сложен в основном породами с протолитом неоархейского возраста, испытавшими многократную тектоническую ремобилизацию в условиях высокобарического метаморфизма. Он составляет наиболее протяженную и обширную часть Беломорско-Лапландского пояса, которая граничит с северо-восточным краем Карельской провинции. Их соотношения весьма сложные и часто имеют характер постепенных тектоно-метаморфических переходов [Глебовицкий и др., 1996]. При этом границы часто «сшиты» интрузиями неоархейских и раннепалеопротерозойских гранитоидов, которые свидетельствуют о пространственной сопряженности данных областей на протяжении всего палеопротерозоя [Балаганский и др., 1998]. Сложное геологическое строение данной зоны является поводом для дискуссий в отношении механизмов ее эволюции, времени проявления и соотношениях эндогенных процессов.

Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс в значительном объеме сформирован палеопротерозойскими образованиями. Он имеет покровно-надвиговое строение, что было доказано для его северо-западного сегмента — *Лапландского покрова* (см. рис. 2.1) [Минц и др., 1996]. *Колвицко-Умбинский сегмент* данного пояса пространственно обособлен и размещается вдоль северо-восточного побережья Белого моря. Особенности его тектонического строения не столь однозначны, хотя чешуйчато-надвиговые структурные ансамбли ему также присущи. В обоих сегментах пояса гранулитовые комплексы обрамляются крупными пластообразными телами габброанортозитов (2,45 млрд лет) и палеопротерозойскими толщами Танаэлв-Кандалакшского пояса, составляющего поднадвиговую область гранулитовых аллохтонов (см. рис. 2.1). В этих образованиях проявлена опрокинутая метаморфическая зональность, которая, по мнению некоторых исследователей, охватывает всю область беломорид и краевую часть Карельского массива. Предполагаемая связь этой зональности с покровно-надвиговой структурой Беломорско-Лапландского пояса считается признаком коллизионного орогена альпийско-гималайского типа [Глебовицкий и др., 1996]. Однако единство зональных метаморфических преобразований в обрамлении Беломорско-Лапландского пояса и ареала гранулитового метаморфизма не является достаточно обоснованным фактом.

2.3. Существующие геодинамические модели Карело-Кольской провинции

В настоящее время общепризнанным фактом является то, что к началу протерозоя в пределах Карело-Кольской провинции сформировалась континентальная кора, испытавшая впоследствии рифтогенные преобразования. По мнению одних исследователей, эти события не привели к полной деструкции кратонизированной коры, по мнению других, — имели место ее разрыв и формирование бассейнов океанического типа. В последнем случае предполагается, что закрытие океанов в конце палеопротерозоя обусловило проявление широкомасштабных коллизионных процессов, а также привело к формированию вулканогенно-осадочных поясов шовного типа (палеоокеанических сутур). Наиболее интенсивные тектонические преобразования в палеопротерозое отмечаются в пределах Беломорско-Лапландского пояса, а также в краевых частях Кольской и Карельской провинций. Последняя из них в области взаимодействия с островодужными комплексами Свекофеннской провинции испытала существенную тектонометаморфическую переработку в результате аккреционно-коллизионных процессов в конце палеопротерозоя.

Во всех геодинамических реконструкциях Карело-Кольского региона ключевую позицию занимает Беломорско-Лапландский пояс. В разных интерпретациях он рассматривается как зона многократной тектонотермальной переработки и ремобилизации, самостоятельный блок — микроконтинент, рифтогенная область, зона транспрессии или транстенсии (сдвига), покровно-надвиговая или полискладчатая область, коллизионный или тыловодужный пояс, зона преимущественного растяжения и тектонической эксгумации нижнекоровых образований. Общепризнанным является то, что Беломорско-Лапландский пояс прошел длительный путь эволюции на протяжении архея и палеопротерозоя. Главные тектонические элементы данной области окончательно оформились к концу палеопротерозоя в результате свекофеннских колли-

зионных событий. Вместе с тем, в отношении последних существует дискуссия. Коллизионные процессы разными авторами рассматриваются как внутриконтинентальные, либо межплитные. Также существуют альтернативные коллизионным моделям представления, рассматривающие эволюцию Беломорско-Лапландского пояса в связи с тотальным режимом растяжения, либо с позиций плюмовой тектоники. Рассмотрим более подробно существующие модели.

Модели тектоники плит

В моделях тектоники плит предполагается существование палеопротерозойских океанических бассейнов, располагавшихся преимущественно между Карельским и Кольским микроконтинентами (не считая Свекофеннского океана). Нужно отметить, что в настоящее время полно развитых офиолитовых ассоциаций в пределах Беломорско-Лапландского пояса и его обрамления не обнаружено. По мнению сторонников плитно-тектонических моделей, это является следствием глубокого эрозионного среза коллизионного орогена и в этом случае для геодинамических реконструкций достаточно иметь лишь некоторые члены разреза офиолитов: толеитовые базальты типа MORB, альпинотипные ультрабазиты или известково-щелочные вулканиты островодужного типа и др. [Daly et al., 2001].

В моделях тектоники плит важная роль отводится тектонической позиции гранулитов Лапландско-Колвицкого пояса.

Согласно одним представлениям, гранулиты занимают осевую часть коллизионного пояса и составляют субдукционно-аккреционный ансамбль островодужных комплексов и отложений междуговых бассейнов, а область их главного надвигания соответствует сутурной палеоокеанической зоне [Глебовицкий и др., 1996; Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001].

По В.В. Балаганскому [2002], породы Лапландско-Колвицкого пояса сформировались при раскрытии и закрытии «Лапландского океана» на рифтогенной, островодужной, субдукционной, коллизионной и постколлизионной стадиях развития. При этом полагается, что субдукция в пределах Лапландского сегмента проходила в северном направлении (в современных координатах). Поддвигу были подвержены образования пояса Танаэлв, рассматриваемые в качестве рифтогенных комплексов пассивной окраины и фрагментов океанической коры, а также образования Беломорского пояса, составляющие краевую часть Карельского кратона. Верхние члены разреза Печенгско–Имандра–Варзугского пояса, представленные толеитовыми базальтами (1,9 млрд лет), сопоставляются с образованиями задугового рифтового бассейна, комплементарного по отношению к зоне субдукции и аккреционным ансамблям Лапландского аллохтона [Sharkov, Smolkin, 1997; Шарков и др., 2000]. В Колвицко-Умбинском сегменте гранулитового пояса допускается диаметрально противоположная ситуация с субдукцией, направленной в южных румбах; тектоническая позиция пояса Имандра–Варзуга в данном случае неясна. Предполагается, что полярно организованные субдукционно-аккреционные сегменты (Лапландский и Колвицко-Умбинский) были связаны зоной трансформного разлома, контролировавшего в начале палеопротерозоя размещение габбро-анортозитов Главного Хребта [Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001].

Эти построения исходят из изотопных данных и петрохимических особенностей гранулитов, а также во многом основаны на характере метаморфических процессов, главным выражением которых является формирование опрокинутой метаморфической зональности альпийско-гималайского типа. Данная модель предполагает значительные объемы сталкивавшихся фрагментов континентальной коры и большие латеральные перемещения, для которых необходимо допустить существование обширного океанического бассейна. Время проявления высокобарического метаморфизма и становления Лапландского аллохтона соответствует интервалу 1925–1910–(1884) млн лет [Бибикова, Мельников, Авакян, 1993; Glebovitsky et al., 2001]. Предполагается связь этих явлений с закрытием гипотетического океана и субдукцией аккреционных комплексов под Кольскую континентальную плиту [Глебовицкий и др., 1996]. Механизмы, обусловившие последующую эксгумацию высокобарических образований, в этой модели не рассматриваются.

Прогрессивные метаморфические события, которые можно связать с субдукцией, отмечаются в поднадвиговой области Лапландского аллохтона [Perchuk et al, 2000 а,б]. Вместе с тем, минеральные парагенезисы лапландских гранулитов отражают только регрессивную составляющую термодинамических преобразований, т.е. процессы эксгумации пород [Фонарев и др., 1994; Минц и др., 1996; Perchuk et al, 2000 а,б]. И это именно для этапа 1925–1910–(1884) млн лет, предполагаемого в качестве субдукционного [Глебовицкий и др., 1996].

Данные палеомагнитных исследований интрузивных пород раннего палеопротерозоя показывают, что развитие Карельского и Кольского кратонов в постархейское время происходило в относительно узком пространстве, не допускающем существования обширных океанических бассейнов [Арестова и др., 1987; Mertanen et al., 1999]. Эти несоответствия, конечно, можно отнести на неточность палеомагнитных методов в докембрии и на отсутствие данных о прогрессивном этапе развития гранулитов. Но в любом случае процессы погружения и последующей эксгумации гранулитовых комплексов требуют более корректного обоснования.

Другие модели тектоники плит рассматривают в качестве осевых сутурных зон коллизионного орогена Печенга–Имандра-Варзугский и Циркумкарельский палеопротерозойские пояса, расположенные в обрамлении Беломорско-Лапландской провинции [Минц, 1993; Минц и др., 1996, 2004; Barbey et al., 1984; Marker, 1990]. Вулканогенно-осадочные комплексы этих поясов интерпретируются как система тектонических пластин, сложенных фрагментами комплексов континентально-рифтового, срединно-океанического, островодужного и окраинно-континентального генезиса. Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс в этих построениях рассматривается в составе Беломорского микроконтинента и выступает в роли тыловодужной надвиговой области, динамически связанной с эволюцией Печенга–Варзугского микроокеана красноморского типа. Предполагается, что процессы субдукции были направлены с севера на юг (в современных координатах). В рамках данной модели допускается, что в пределах Беломорско-Лапландского пояса и его обрамления отсутствует единая метаморфическая зональность палеопротерозойского этапа. Наблюдаемая совокупность вторичных вещественных ассоциаций является результатом совмещения метаморфических комплексов различных геодинамических обстановок: океанической, нижней коры рифтогенной области, различных коровых уровней активной окраины и коллизионной [Минц и др., 1996].

Для субдукционно-коллизионных систем существует модель, поясняющая причины независимого проявления гранулитового и зонального метаморфизма [Минц и др., 1996]. Ее суть состоит в следующем. В области активной окраины в результате субдукции, плавления и дегидратации погружающейся океанической плиты происходит внедрение водонасыщенных магм. При температурах амфиболитовой фации это приводит к выплавлению гранитоидов, что определяет условия термостатирования, препятствующие проявлению гранулитового метаморфизма. При коллизии активная окраина трансформируется в покровно-складчатую область, пронизанную мигматит-гранитными куполами, «окаймленными» поясами зонального метаморфизма. Кора в тылу активной окраины подвергается воздействию углекислотно-метановых «сухих» флюидных потоков, отделяющихся от более глубокопогруженной и сильнее прогретой части субдуцируемой плиты. В этой области в условиях нижней и средней коры отмечается проявление незонального гранулитового метаморфизма, охватывающего огромные ареалы. В процессе коллизии глубинные комплексы выводятся к поверхности в виде покровных пластин. В приложении к гранулитам Лапландско-Колвицкого пояса данная модель могла бы хорошо объяснить ретроградный характер эволюции и флюидный режим процессов метаморфизма в гранулитах. Она предполагает также независимый характер проявления зонального метаморфизма пояса Печенга–Имандра–Варзуга и глубинного гранулитового метаморфизма Лапландско-Колвицкой тыловодужной структуры, сопоставимой с поясами кордильерского типа. Однако эти построения допускают, что гранулитовые ассоциации являются фрагментами нижней–средней коры и имеют неоархейский возраст. Следовательно, в неизменном виде рассмотренная модель может быть использована только при наличии данных о допротерозойском возрасте субстрата гранулитов.

Последние радиоизотопные данные (Sm-Nd и U-Pb методы) показывают, что в составе Лапландско-Колвицкого пояса преобладают ювенильные палеопротерозойские породы, связанные с мантийными источниками субдукционного генезиса [Balagansky et al., 2001; Bernard-Griffiths et al., 1984; Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001].

Модели внутриплитной тектоники

В рамках моделей внутриплитной тектоники развитие Карело-Кольской провинции в палеопротерозое чаще рассматривается в связи с последовательным проявлением различных внутриконтинентальных режимов: рассеянного рифтогенеза, протоплатформенного, субгеосинклинального, внутриплитного коллизионного (транспрессионного) [Геология..., 1987; Гилярова, 1974; Загородный, Радченко, 1988; Кратц, 1963; Морозов, 1999,

2002б; Светов, 1979; Сыстра, 1991]. Особое внимание уделяется Беломорско-Лапландскому подвижному поясу, который рассматривается как область многократной тектонической активизации. Причины и формы проявления последней трактуются поразному.

Модель «Кольского глубинного коллизиона» предполагает, что гранулиты Лапландско-Колвицкого пояса представляют собой глубинно-коровые образования, обдуцированные в верхние уровни коры по погружающейся к северу тектонической границе между «тяжелым» Беломорским и более «легким» Кольским доменами [Митрофанов и др., 1986, 1997; Филатова, 1994, 2002; Филатова, Виноградов, 2000]. В этих построениях обдукция рассматривается как результат внутрикоровых коллизионных процессов. Они во многом были связаны с высокой подвижностью мигматитового астенослоя, который подстилался анортозит-гранулитовым слоем нижней коры. В рамках модели «Кольский коллизион» допускается, что на протяжении всего палеопротерозоя существовала триада геодинамически сопряженных структурно-формационных зон, составляющих коллизион: 1) северо-восточная зона сжатия (Центрально-Кольский составной террейн); 2) осевая сдвиго-раздвиговая система (Печенга-Варзугский эпиконтинентальный рифт); 3) юго-западная краевая зона скучивания и внутрикоровой обдукции (Лапландский гранулитовый аллохтон и его поднадвиговая зона). Частным элементом этих построений является «рифт-обдукционная» модель, предполагающая сопряженное развитие Печенга–Имандра-Варзугского рифта и компрессионно-обдукционной области Лапландско-Колвицкой системы покровов [Mitrofanov, Pozhilenko, 1995]. Эта модель опирается, в частности, на факт обнаружения в габбро-анортозитах, подстилающих гранулитовые покровы, признаков гранулитового метаморфизма (2,45–2,40 млрд лет), для которого были выявлены P-T-t тренды, организованные против часовой стрелки (субдукционный тип) [Алексеев, 1997]. Вместе с тем, это противоречит транстенсионным условиям внедрения даек, формировавшихся в тот же интервал времени [Balagansky et al., 2001].

Существуют модели, рассматривающие Лапландско-Колвицкий пояс как результат процессов поддвига кратонизированных плит во внутриконтинентальной обстановке (А-субдукция) [Perchuk et al., 2000 a,b]. При этом отмечалось, что коллизионные модели (например, [Thompson, 1990]) не могут объяснить нисходящие движения континентальных плит до уровня глубин 20–25 км и последующую их эксгумацию. В связи с этим предлагается альтернативная модель «гравитационного перераспределения» геомасс, действующая в результате проявления флюидно-термальных потоков мантийного происхождения [Перчук, 1997; Ramberg, 1981; Perchuk, 1989, 1991; Perchuk et al., 2000 a,b]. Согласно этой модели, подъем гранулитов с уровня нижней коры генерирует движения обратного знака в смежных кратонизированных областях. В этом случае, более плотные и холодные фрагменты гранит-зеленокаменных комплексов погружаются до глубин порядка 20 км и затем вновь выводятся к поверхности в результате конвективно построенных коровых процессов тектонического течения. Сравнение особенностей эволюции тектонометаморфических процессов в пределах палеопротерозойского Лапландско-Колвицкого пояса и неоархейского пояса Лимпопо Южной Африки привело авторов к выводу об идентичности данных структур, обусловленной действием сходного механизма «гравитационного перераспределения».

В этих построениях остается неясным, что является первопричиной воздымания гранулитов. Гравитационное всплывание данных образований едва ли возможно ввиду их более высокой плотности по сравнению с гранитогнейсами верхнекорового слоя. Для восходящих движений гранулитовых комплексов необходимы факторы, способные изменить реологические свойства литосферных слоев. Действие «сухих» флюидно-термальных потоков мантийного происхождения в принципе могло обеспечить падение вязкости коровых масс, однако возможность проявления плотностной инверсии в этих условиях можно поставить под сомнение.

В моделях плюмовой тектоники главная роль в палеопротерозойской эволюции Карело-Кольского региона отводится процессам формирования мантийных астенолитов (диапиров) и связанных с ними флюидно-термальных потоков [Куликов и др., 1999; Морозов, 2002б; Рыбаков и др., 2000; Терехов, 2003; Шарков и др., 2000]. Предполагается, что в раннем палеопротерозое эти явления обусловили становление единой магматической колонны (сверху вниз): сумийские вулканиты — расслоенные интрузии — друзиты — анортозиты. С позиций этих представлений Лапландско-Колвицкие гранулиты и ассоциирующие с ними породы рассматриваются как вулканогенно-осадочные образования рифтогенного бассейна, формировавшегося либо в надплюмовой области (устное сообщение М.В. Минца), либо в краевых частях плюма, где отмечаются

нисходящие конвективные потоки и интенсивное скучивание коры [Шарков и др., 2000].

Весьма интересная модификация плюмовой модели приводится Е.Н. Тереховым и М.К. Сухановым [2002] на основании изучения габбро-анортозитов Беломорско-Лапландского пояса. Согласно этой модели, анортозиты образуются в результате «шоковой декомпрессии» при развитии пологих сбросов. Последующие подвижки по этим сбросам обусловливали выдвижение легких анортозитовых масс в верхние уровни коры. Основываясь на этих построениях, авторы выдвинули представление о развитии всего Беломорско-Лапландского пояса в режиме растяжения. В настоящее время эта модель получила более полное обоснование на основе изучения различных петрогенетических систем палеопротерозоя: вулканитов, гранулитов, магматических и метасоматических образований [Терехов, 2003]. Интерпретация петрохимических и структурных данных позволяет полагать, что формирование значительной части данных комплексов проходило в условиях растяжения и тектонической эксгумации в результате развития пологих сбросов и становления комплексов «метаморфических ядер». Ювенильный состав и палеопротерозойский Sm-Nd модельный возраст гранулитов в данной модели объясняются процессами андерплейтинга и переработки корового слоя за счет мантийных флюидно-магматических потоков. Эта модель распространяется на весь палеопротерозойский этап развития Беломорско-Лапландского пояса, включая свекофеннский цикл. Она является полностью альтернативной коллизионным моделям и однозначно отрицает роль процессов сжатия при формировании данного пояса.

* * *

Рассмотренные выше модели показывают, что многие проблемы тектоники Карело-Кольского региона далеки от окончательного решения. Палеопротерозойские структурно-вещественные ансамбли, участвующие в строении этой провинции, соотносятся с различными тектоническими режимами: общего сжатия и скучивания тектонических пластин в условиях коллизии, растяжения и формирования пологих сбросов, развития долгоживущих сдвиговых зон в связи с обстановками транспрессии или транстенсии.

Каждая из рассмотренных выше моделей эволюции Беломорско-Лапландского пояса по-своему хорошо объясняет ряд тектонических закономерностей. Если в коллизионных моделях, рассматривающих процессы скучивания и «сдваивания» мощности коры, хорошо объясняется соответствующий спектр тектонометаморфических преобразований, то в концепциях «тектоники растяжения» или «гравитационного перераспределения» лучшее обоснование имеют механизмы тектонической эксгумации глубинных геомасс. Геохимические особенности различных палеопротерозойских толщ Беломорско-Лапландского пояса и его обрамления также трактуются совершенно по-разному. Одни и те же комплексы в различных моделях фигурируют в качестве океанических (спрединговых, надсубдукционных и др.), внутрикоровых плутонических, либо континентально-рифтовых образований с мантийными петрохимическими «метками» надплюмового происхождения.

Структурно-кинематические данные, составляющие главный фактурный элемент этой работы, конечно, не могут решить петрогенетические задачи. Однако эти материалы должны стать необходимым элементом комплексных геодинамических реконструкций с использованием современных геолого-геофизических, изотопных и геохимических материалов. Автор старался следовать этому принципу. К чему это привело можно узнать сразу, прочитав *Главу 5* и *Заключение*, но интересующийся читатель найдет немало полезной информации и в предыдущих разделах, которую сможет проинтерпретировать на свое усмотрение.

Глава 3
Палеопротерозойская тектоника Беломорско-Лапландского пояса

3.1. Основные черты геологического строения

Беломорско-Лапландский пояс представляет собой одну из важнейших структурных зон Балтийского щита, разделяющую Кольский и Карельский неоархейские кратоны. Он прослеживается в северо-западном направлении полосой протяженностью более 850 км и шириной от 100 до 250 км и обрамляется палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными поясами: Печенга–Имандра-Варзугским с северо-востока, Северо-Карельским и Восточно-Карельским с юго-запада и Куолоярви-Карасйокским с северо-запада (см. рис. 2.1).

Данная тектоническая провинция известна в литературе под различными наименованиями: Беломорско-Лапландский гранулито-гнейсовый пояс, Беломорский геоблок или микроконтинент, Беломорская складчатая зона или рифтовая система, пояс тектонотермальной переработки, Беломорско-Лапландский подвижный, либо коллизионный пояс. Такой широкий спектр наименований отражает то, что генезис этой зоны в настоящее время рассматривается с разных позиций. Это связано с тем, что данная зона в процессе своего полистадийного развития находилась в различных геодинамических режимах, каждый из которых оставил определенные «тектонотипичные следы». В последующем изложении для обозначения Беломорско-Лапландской зоны будут использоваться понятия, не несущие однозначного геодинамического значения — зона, пояс, провинция и область.

Начало систематического изучения данной зоны связано с работами В.М. Тимофеева [1935] и А.А. Полканова [1939]. Последующие исследования показали чрезвычайно высокую сложность геологического строения данной провинции, что вылилось в дискуссии о возрасте, первичном составе и стратиграфических соотношениях вещественных комплексов, о характере метаморфизма и последовательности эндогенных процессов. Подробные сводки о развитии представлений о геологии Беломорско-Лапландского пояса приводятся во многих работах [Балаганский и др., 1986; Володичев, 1975, 1990; Пожиленко и др., 2002]. Существующие геодинамические модели формирования Беломорско-Лапландского пояса рассматриваются во второй главе, а в этом разделе будут затронуты лишь наиболее важные в контексте данного исследования геологические представления по конкретным проблемам.

В строении Беломорско-Лапландского пояса участвуют гранулито-гнейсовые и амфиболито-гнейсовые ассоциации, в различной степени переработанные процессами гранитизации. Одним из важнейших признаков, лежащих в основе выделения данной зоны, является устойчивое полициклическое проявление высокобарического метаморфизма в ее пределах, достигающего высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фации [Володичев, 1990; Глебовицкий, 1973; Минц и др., 1996]. Специфику данной провинции составляют также многофазные процессы складчатости и формирования куполов, мигматизации и ультраметаморфизма, широкое развитие в высокобарических условиях мелких тел основных интрузий (друзиты 2,45–2,35 млрд лет) и пегматитов редкометальной и мусковитовой формации (1,9–1,75 млрд лет), завершающих тектонометаморфические преобразования раннего докембрия. Полициклические процессы метаморфизма, протекавшие как в изохимических, так и в аллохимических условиях, привели к существенной перестройке первичных структурно-вещественных особенностей горных пород, которые в конечном итоге приобрели новый минерально-структурный облик метаморфических комплек-

сов [Володичев, 1990]. По совокупности этих признаков Беломорско-Лапландский пояс существенно отличается от смежных тектонических областей.

В настоящее время установлено, что Беломорско-Лапландский пояс представляет собой долгоживущую подвижную структуру, заложившуюся в неоархее и в последующем испытавшую неоднократную ремобилизацию в палеопротерозое, рифее, фанерозое и в новейшее время [Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Миллер и др., 1995, 2002; Минц и др., 1996; Балуев и др., 2000]. Данная область неоднородна и состоит из двух крупных тектонических единиц: *Беломорского амфиболито-гнейсового* и *Лапландско-Колвицкого гранулитового поясов* (см. рис. 2.1). Если в строении первой из этих зон участвуют в основном породы с протолитом неоархейского возраста, то последняя в значительном объеме сформирована палеопротерозойскими образованиями.

3.1.1. Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс

Общие представления о тектонике

Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс размещается вдоль северо-восточной краевой части Беломорско-Лапландской зоны (рис. 3.1). С северо-востока он обрамляется относительно узкой полосой интенсивного развития мигматит-гранитных куполов (домены Инари, Стрельнический), отделяющей его от Печенга–Имандра-Варзугского вулканогенно-осадочного пояса, с юго-запада развиты беломориды. В северо-западном направлении пояс погружается под тектонические покровы Норвежских каледонид, а в направлении к юго-востоку гранулиты сперва выклиниваются и затем вновь появляются вдоль северного побережья Белого моря. Согласно геофизическим данным, эта зона прослеживается и далее к юго-востоку в составе фундамента Восточно-Европейской платформы, перекрытого фанерозойским чехлом [Минц и др., 1996; Bogdanova et al., 1996].

Пояс состоит из двух сегментов: Лапландского (на северо-западе) и Колвицко-Умбинского (на юго-востоке) поясов (см. рис. 3.1). Характер сочленения этих сегментов до конца не ясен. Согласно одним данным, они соединяются субмеридиональной зоной, маркируемой массивом габбро-анортозитов хребта Главный, южнее которого «шов» теряется в области мигматит-гранитных куполов; формирование этих куполов является причиной его сложной конфигурации и дискретного размещения [Минц и др., 1996]. Согласно другим, допускается вариант сочленения сегментов за счет зоны древнего трансформного разлома [Балаганский и др., 1998; Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001].

В результате геолого-геофизических исследований было показано, что Лапландско-Колвицкий пояс имеет покровно-надвиговое строение и для его северо-западной части — Лапландского покрова — устанавливается перемещение в южном и юго-западном направлении не менее чем на 100 км [Земная кора..., 1978; Прияткина и др., 1975; Прияткина, Шарков, 1979; Marker, 1990]. На юго-востоке, в пределах Колвицко-Умбинского сегмента, была отмечена совершенно иная северная вергентность тектонических пластин, сложенных гранулитами умбинского комплекса и гнейсами Терского пояса [Балаганский и др., 1998; Daly et al., 2001].

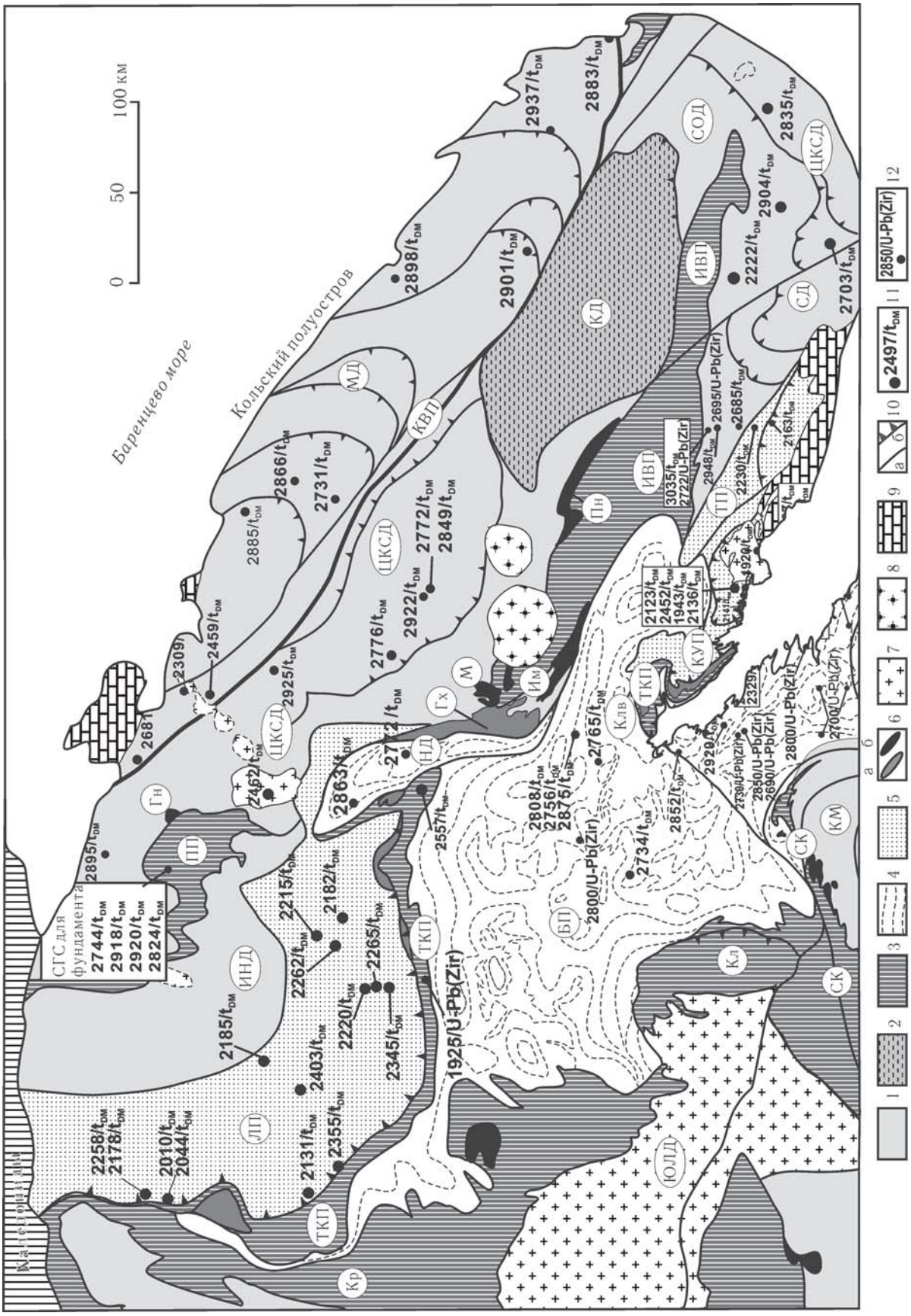
Время формирования покровов оценивается по возрасту синкинематического метаморфизма, развивавшегося в несколько стадий. Начало метамор-

→

Рис. 3.1. Схема тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита (составлено с использованием данных: [Балаганский и др., 1998; Минц и др., 1996; Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001; и др.])

1 — неоархейская кора (фундамент Карельского и Кольского массивов); 2 — неоархейские образования Кейвского домена; 3 — палеопротерозойские вулканогенно-осадочные пояса; 4 — неоархейские комплексы Беломорского пояса; 5 — преимущественно палеопротерозойские гранулито-гнейсы Лапландско-Колвицкого пояса; 6, 7 — палеопротерозойские интрузии: 6 — расслоенные массивы габбро-анортозитов (а) и мафит-ультрамафитов (б), 7 — гранитоиды; 8 — палеозойские щелочные интрузии; 9 — рифейский осадочный чехол; 10 — крутопадающие (а) и пологие (б) нарушения; 11, 12 — возраст пород, млн лет: 11 — Sm-Nd модельный, 12 — U-Pb изотопный протолитов (метаморфизма?) пород по циркону

Буквенные обозначения: КМ — Карельский массив; *домены:* ЦКСД — Центрально-Кольский составной домен, МД — Мурманский; ИНД — Инари, НД — Нотозерский, СД — Стрельнинский, СОД — Сосновский, КД — Кейвский, ЮЛД — Южно-Лапландский; *палеопротерозойские вулканогенно-осадочные пояса:* ПП — Печенга, ИВП — Имандра–Варзуга, СК — Северо-Карельский, Кл — Куолоярви, Кр — Карасйок, ТКП — Танаэлв-Кандалакшский; *подвижные пояса:* БП — Беломорский, ЛП — Лапландский и КУП — Колвицко-Умбинский сегменты Лапландско-Колвицкого пояса, ТП — Терский, КВП — Колмозеро-Вороньинский; *массивы мафит-ультрамафитов:* Гн — горы Генеральской, Гх — Главного хребта, Пн — Панских–Федоровых тундр, Клв — Колвицкий, М — Мончегорский, Им — Имандровский. СГС — Кольская сверхглубокая скважина


Баренцево море
Кольский полуостров
0
50
100 км
СГС для фундамента
2744/t_DM
2918/t_DM
2920/t_DM
2824/t_DM
1925/U-Pb(Zir)
2800/U-Pb(Zir)
2850/U-Pb(Zir)
2497/t_DM
2850/U-Pb(Zir)

физма кислых гранулитов Лапландского пояса датировано U-Pb изохронным методом по циркону — 1925±1 млн лет назад; следующий более низкотемпературный импульс имел место 1916±1 млн лет назад; 1884±18 млн лет назад процессы высокотемпературного метаморфизма были, в основном, завершены [Бибикова, Шельд, 1993; Минц и др., 1996]. В целом идентичные возрасты метаморфизма были установлены в основных гранулитах (1,95–1,90 млрд лет). По другим, в принципе сходным, данным U-Pb датирования метаморфических цирконов наиболее интенсивные тектонометаморфические преобразования в пределах пояса имели место 1912–1910 млн лет назад [Кислицин, 2001; Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001].

Южная граница Лапландского покрова почти на всем протяжении представляет собой фронт покровно-надвигового ансамбля, выраженного в соответствующих структурно-вещественных парагенезах и в формировании зоны меланжа и бластомилонитов в основании гранулитового аллохтона. Покровные структуры несколько осложнены более поздними процессами формирования гранито-гнейсовых куполов. Строение северной границы пояса почти на всем ее протяжении определяется деформациями, связанными с всплыванием реоморфизованных пород параавтохтона и формированием куполов (рис. 3.2, А). Развитие последних проходило субсинхронно с формированием тектонических покровов, что предполагает существенные горизонтальные перемещения и самих купольных структур [Минц и др., 1996].

Структурно-вещественные комплексы

В строении Лапландского покрова (пояса) принимают участие следующие ассоциации пород:

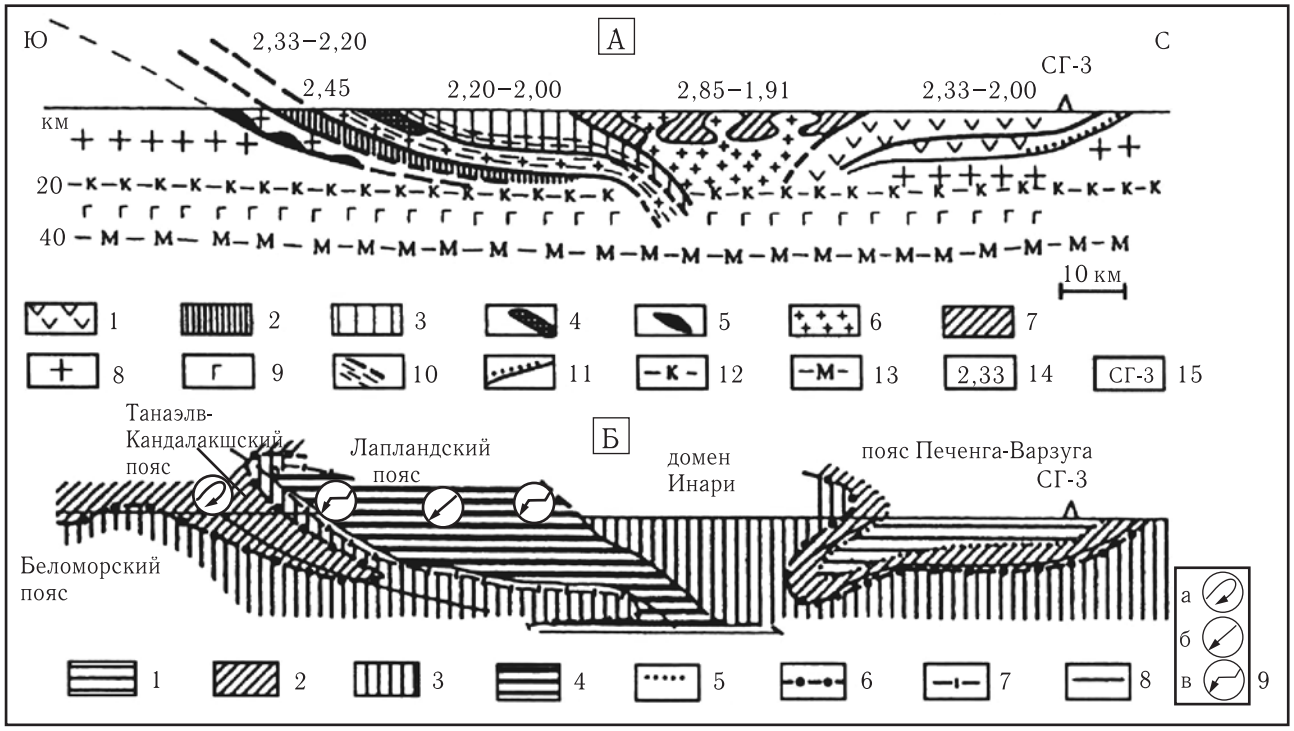


Рис. 3.2. Разрезы через Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс (по: [Глебовицкий, 1973])

А — геологический: 1 — вулканогенно-осадочные образования печенгской серии; 2 — тектоническая смесь архейских и протерозойских пород; 3 — метаосадочные толщи раннего протерозоя; 4 — расслоенные интрузии габбро-анортозитов; 5 — то же, гипербазит-дунит-гарцбургитовой ассоциации; 6 — гранитоиды купольных структур; 7 — остатки супракрустальных пород зеленокаменных поясов; 8 — гранитоидное основание Печенгской структуры; 9 — гипотетический «базальтовый» слой; 10 — надвиги и зоны рассланцевания; 11 — трансгрессивное налегание; 12, 13 — границы: 12 — Конрада, 13 — Мохо; 14 — возраст пород, млрд лет; 15 — Кольская сверхглубокая скважина

Б — метаморфический: 1–4 — фации: 1 — пумпеллиит-пренитовая, 2 — зеленосланцевая, 3 — амфиболитовая, 4 — гранулитовая; 5–7 — изограды: 5 — биотита, 6 — граната, силлиманита и кордиерита, 7 — гиперстена; 8 — разломы; 9 — схематизированные P-T-t тренды метаморфизма: а — организованные по часовой стрелке, б, в — отражающие: декомпрессию–охлаждение (б), изобарическое охлаждение (в) (по: [Perchuk et al., 2000 а,б])

1) основные гранулиты и связанные с ними эндербиты; 2) кислые гранулиты с мелкими линзами известково-силикатных пород; 3) гранатовые тоналиты, плагиограниты и диоритогнейсы; 4) линзовидные и сигарообразные тела мафит-ультрамафитов [Минц и др., 1996; Пожиленко и др., 2002]. В различных комплексах гранулитов отмечаются неравномерно проявленные процессы мигматизации, эндербитизации и метасоматоза. В целом данные образования рассматриваются либо в качестве глубинных плутонических пород [Володин, 1954], либо как стратифицируемые вулканогенно-осадочные толщи, подверженные метаморфизму, но сохранившие первичный состав и слоистую текстуру [Андреев, 1979; Виноградов и др., 1980; Козлов и др., 1990]. Геохимические особенности основных гранулитов и их известково-щелочной состав позволяют полагать, что протолит данных образований сформировался в условиях активной континентальной окраины. Кислые гранулиты нередко рассматриваются в качестве зрелых терригенных осадков (метапелитов) с прослоями карбонатного и кремнистого состава [Козлов и др., 1990; Barbey et al., 1984; Barbey, Raith, 1990].

Гранулитовые ассоциации различного состава в пределах Лапландского покрова образуют незакономерно чередующиеся в «разрезе» и по латерали тектонические пластины, ограниченные листрическими надвигами. При этом намечаются элементы латеральной вещественной зональности, выраженной в изменении соотношений доли кислых и основных гранулитов так, что с северо-запада на юго-восток наблюдается последовательная смена зон: 1) область преимущественно кислых гранулитов (в пределах Норвежско-Финской части пояса); 2) сегмент, сложенный кислыми и основными гранулитами примерно в равных соотношениях; 3) зона, составляющая область выклинивания Лапландского покрова (Сальные Тундры), представленная преимущественно основными гранулитами и метагаббро-анортозитами [Минц и др., 1996].

В поднадвиговой зоне Лапландских гранулитов залегают крупные пластины метагаббро-анортозитов и подстилающие их комплексы пород, образующие тектонометаморфический меланж в составе Танаэл-Кандалакшского пояса [Балаганский и др., 1998; Козлов и др., 1990; Krill, 1985]. В строении последнего участвуют гранатовые амфиболиты, породы корватундровской серии (гнейсы и кристаллосланцы), амфиболиты и сланцы (карекатундровская свита), биотит-амфиболовые гнейсы с линзами метаконгломератов, гранат-биотит-мусковитовые динамосланцы и бластомилониты с характерными структурами «снежного кома» порфиробласт граната. Часто встречаются вытянутые по падению тектонической расслоенности мелкие сигарообразные тела и будины альпинотипных гипербазитов. Оливин в этих породах характеризуется признаками деформаций, отвечающих условиям мантийных температур (900–1300 °С) [Добрженецкая, 1989]. Изотопные данные свидетельствуют о длительной эволюции данного пояса: от 2,5 млрд лет до 1,9–1,85 млрд лет [Bernard-Griffiths et al., 1984; Mitrofanov, Balagansky et al., 1995]. Продолжением Танаэлв-Кандалакшского пояса на юго-востоке считаются выходы гранатовых амфиболитов кандалакшской свиты в обрамлении Колвицко-Умбинского сегмента гранулитового пояса.

Породы беломорской серии подстилают весь перечисленный выше комплекс пород и представлены неоархейскими кианитсодержащими гнейсами и гранатовыми амфиболитами. В поднадвиговой зоне они составляют относительно маломощные тектонические пластины и чешуи, первичная позиция которых существенно нарушена системой гранито-гнейсовых куполов. Степень развития дислокаций, связанных с надвиганием гранулитовых комплексов, в этих породах довольно быстро снижается по направлению к югу. Однако дискретно проявленные системы зон хрупкопластических деформаций свекофеннского этапа наблюдаются во всем объеме Беломорского пояса.

Радиоизотопные данные

Возраст дометаморфических протолитов гранулитового пояса оценивался по-разному: по одной версии — неоархейский [Минц и др., 1996], по другой — палеопротерозойский. Последние данные изотопного датирования Sm-Nd модельным и U-Pb методами показали, что в составе Лапландско-Колвицкого пояса преобладают палеопротерозойские породы, субстрат которых формировался в интервале времени 2,28–1,95 млрд лет [Бибикова, Шельд, 1993; Кислицын, 2001; Balagansky et al., 2001; Bernard-Griffiths et al., 1984; Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001; Timmerman, Daly, 1995]. Встречаются и более древние Sm-Nd модельные возрасты гранулитов: 2,45, 2,40, 2,35 млрд лет (см. рис. 3.1).

Модельные Sm-Nd возрасты и положительные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ для палеопротерозойских пара- и ортогранулитов показывают, что они содержат до-

минирующий ювенильный компонент, свидетельствующий о том, что архейские комплексы обрамления с отрицательными значениями ε_{Nd} (T) практически не являются составным компонентом данных образований. Другими словами, если субстрат гранулитов в значительном объеме представлен парапородами, то в процессе их бассейнового накопления породы архейского фундамента практически не поставляли детритовый материал. Плутонические образования соответственно не были контаминированы более древним субстратом и имели ювенильный, связанный с мантийными источниками генезис. По мнению ряда исследователей, это является признаком формирования субстрата гранулитов в процессе субдукции, обусловившей формирование островодужных вулканических и плутонических серий, а также продуктов их перемыва и отложения в междуговых и задуговых бассейнах [Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001].

Особенности метаморфизма и его зональности

В работах В.А. Глебовицкого с соавторами [Глебовицкий, 1973, 1993; Глебовицкий и др., 1996] предполагается, что Беломорско-Лапландский пояс обладает опрокинутой метаморфической зональностью свекофеннского возраста, связанной с его покровно-надвиговой структурой (см. рис. 3.2, Б). При этом допускается, что эта зональность является единой в пределах всего пояса и достигает уровня высокобарической гранулитовой фации в «ядре» коллизионного орогена, где размещается Лапландско-Колвицкий покров. В поднадвиговой области данного аллохтона, соответствующей полю развития беломорид, степень метаморфизма убывает, что проявляется в развитии зон кианит-силлиманитовой и андалузит-силлиманитовой фациальных серий, последняя из которых накладывается на образования краевой части Карельского массива. По направлению к северу от гранулитов, через зону мигматит-гранитных куполов, высокотемпературные метаморфические преобразования сменяются низкотемпературными, и в пределах Печенгско–Имандра-Варзугской структуры степень метаморфизма соответствует в основном зеленосланцевой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Такой тип метаморфической зональности свойствен поясам альпийско-гималайского типа. Однако единство зональных метаморфических преобразований в обрамлении Беломорско-Лапландского пояса и ареала гранулитового метаморфизма не является достаточно обоснованным фактом.

Согласно данным М.В. Минца с соавторами [Минц и др., 1996], систематическое опробование различных членов «разреза» гранулитов позволило выявить «однородность теплового поля» данной области метаморфизма. Это проявляется в том, что наблюдается незначительное снижение температур метаморфизма при переходе от наиболее глубинных к наименее глубинным компонентам тектонизированного разреза гранулитов. Термобарометрические исследования позволили установить чрезвычайно низкий градиент температур в области гранулитового метаморфизма, не превышающий 10°/км. По этому признаку области гранулитового метаморфизма резко отличаются от зональных метаморфических комплексов, развитых в обрамлении Беломорско-Лапландского пояса, в пределах которых отмечается высокоградиентный по P-T параметрам метаморфизм, а также наблюдается широкое развитие процессов реоморфизма и гранитизации. Флюидные синметаморфические включения в лапландских гранулитах имели на ранних стадиях метаморфизма преимущественно азотно-метановый и углекислотно-метановый состав, а на более поздних — водно-углекислотный. Это указывает на относительно безводные («сухие») условия метаморфизма, не способствующие выплавлению гранитов и не свойственные зональным метаморфическим комплексам [Минц и др., 1996]. Таким образом, существование единой метаморфической зональности, охватывающей Беломорско-Лапландский пояс и его обрамление, можно поставить под сомнение.

Собственно Лапландский аллохтон представлен породами гранулитовой фации метаморфизма с размещением в его основании высокобарических гранулитов, минеральные парагенезисы которых контролируются рассланцеванием, параллельным региональным сместителям тектонических пластин. В кислых гранулитах основания покрова отмечаются метаморфогенные парагенезисы: 1) Гр + Би + + Сил + Орт + Пл + Кв и 2) Гр + Би + Гип + Сил, отвечающие T = 800–900 °C и P = 8–11 кбар; в метабазитах — эклогитовые ассоциации (P = 12 кбар при тех же температурах) [Прияткина, Шарков, 1979]. Согласно данным В.И. Фонарева и др. [1994], для лапландских гранулитов отмечаются минеральные парагенезисы, характеризующие ретроградный характер их эволюции в процессе четырех стадий метаморфизма: 1) T = 860–925 °C, P = 11,3 кбар; 2) T = 780–810 °C, P = 8,6–10,5 кбар; 3) T =

= 675–720 °С, P = 7,6–7,7 кбар; 4) T = 565–605 °С, P = 3,9 кбар (рис. 3.3). По иным данным, в гранулитах намечается две стадии метаморфических преобразований: 1) синкинематическая (максимальные параметры — T = 780–800 °С, P = 6,7–7,9 кбар); 2) поскинематическая ретроградная стадия (минимальные параметры — T = 530–600 °С, P = 3,5–4,5 кбар) [Perchuk et al., 2000 a,b].

Согласно данным Л.Л. Перчука [Perchuk et al., 2000 a,b], в гранулитах Лапландского пояса отмечаются регрессивные реакционные структуры, отражающие следующие обстановки: 1) декомпрессионное охлаждение (например: Корд-ОПр короны на границе Гр и Кв, — результат реакции Гр + + Кв → Крд + ОПр); 2) субизобарическое охлаждение (идиоморфные порфиробласты Гр с включениями Сил — следствие реакции Корд → Гр + Сил + + Кв) и 3) реакции гидратации–диафтореза. Реакции первого типа свойственны в большей мере центральным частям Лапландского покрова. Напротив, реакции субизобарического охлаждения (2 тип), характеризующие пологий наклон регрессивных P-T кривых, характерны только для южной и северной краевых частей гранулитового аллохтона (см. рис. 3.3). Ретроградные реакции гидратации типа 3 наложены на все предыдущие реакционные структуры. Аналогичные закономерности были отмечены и в пределах Колвицко-Умбинского сегмента пояса гранулитов [Glebovitsky et al., 2001].

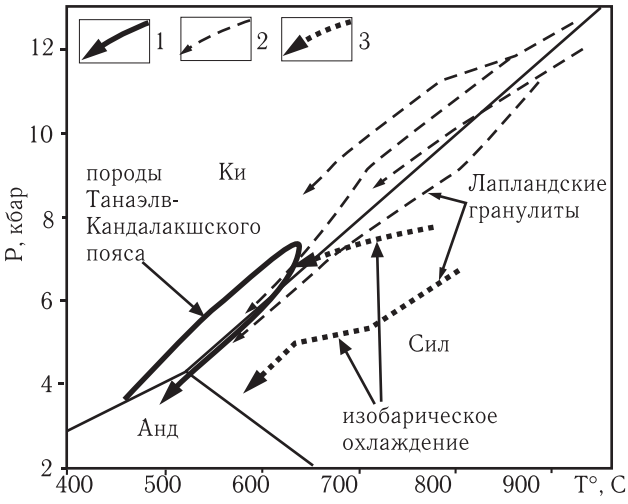


Рис. 3.3. Кривые P-T эволюции (P-T-t тренды) метаморфизма аллохтонных Лапландских гранулитов (2, 3) и пород Танаэлв-Кандалакшского пояса в поднадвиговой зоне гранулитов (1)

1, 2 — по: [Фонарев и др., 1994], 3 — по: [Perchuk et al., 2000 a,б]

В поднадвиговой области Лапландских гранулитов в пределах Танаэлв-Кандалакшского пояса отмечается высокоградиентная по P-T параметрам метаморфическая зональность, отражающая быстрое снижение степени метаморфических преобразований вниз по «разрезу». Согласно данным Л.Л. Перчука [Perchuk et al., 2000 a,b], в поднадвиговой зоне отмечается «перевернутая» последовательность метаморфических зон (сверху вниз): 1) гранатовые амфиболиты, тектонически подстилающие лапландские гранулиты; 2) слюдяные сланцы кианит-биотитовой и 3) хлорит-ставролитовой зон. Пик метаморфизма (T = 650 °С, P = 7,5 кбар) отмечен в кианит-биотитовой зоне, для которой характерен незональный гранат со структурой «снежного кома». Напротив, в зоне хлорит-ставролита отмечаются ротационные гранаты с многочисленными включениями (Кв, Хл, Мус) и Fe/Mg химической зональностью, отражающей проградационные условия метаморфизма.

Во всех зонах развиты идиоморфные порфиробласты граната, а также внешние зоны обрастания более ранних гранатовых ядер, имеющие зональность, выраженную в снижении содержаний Mg от ядра к периферии зерна, на основании чего отмечено понижение P-T условий метаморфизма от 650 °С, 7,5 кбар до 530 °С, 5 кбар.

Детальное изучение структуры и термобарометрических параметров пород позволило авторам выявить прогрессивную стадию метаморфизма и соответствующие ей деформационные микроструктуры (D1), а также регрессивный этап тектонометаморфических преобразований (D2). Для стадии D2 была отмечена высокая степень пластичности пород в условиях потери вязкости, в связи с чем, широко проявились структуры течения, сложная складчатость и зоны меланжа. При этом происходил рост идиоморфных порфиробласт Fe-Mg минералов без признаков вращения, что объясняется уравновешенным гидростатическим давлением в пластичной среде. Для слюдяных сланцев поднадвиговой области реконструируются P-T-t траектории, образующие узкие петли, организованные по часовой стрелке (см. рис. 3.3). Термальный пик метаморфизма пород поднадвиговой области соответствует минимальным P-T параметрам гранулитов нижней части Лапландского покрова на их регрессивной, связанной с воздыманием стадии развития [Perchuk et al., 2000].

Эти данные позволили авторам полагать, что породы Танаэлв-Кандалакшского пояса были пододвинуты под Лапландские гранулиты, испытав

при этом прогрев и метаморфизм. Гранулиты, в свою очередь, вступив в контакт с «холодными» геомассами, подверглись субизобарическому охлаждению. Эти события проходили при 600–700 °С на глубинах порядка 20 км. В последующем падение вязкости пододвинутых толщ, а также нарушение гравитационных и реологических равновесий способствовали воздыманию всех комплексов пород вдоль зон пластификации, соответствующих Танаэлв-Кандалакшскому поясу и северному обрамлению Лапландских гранулитов [Perchuk et al., 2000 a,b].

Тектоническая позиция и генезис габбро-анортозитов

Большое значение в понимании тектоники Лапландско-Колвицкого пояса имеют массивы метагаббро-анортозитов, образующие пластинообразные тела в подошве гранулитовых аллохтонов. Эти породы часто эклогитизированы и преобразованы в амфиболиты, но при этом связаны постепенными переходами с габбро-анортозитами магматического происхождения [Андреев, Суханов, 1982]. Петрохимический состав габбро-анортозитов соответствует умеренно обогащенным TiO_2 толеитовым, реже известково-щелочным базальтам с низким содержанием щелочей при преобладании Na [Минц и др., 1996]. Согласно данным Е.Н. Терехова и М.К. Суханова [2002], габбро-анортозитам свойственно: 1) обогащение легкими РЗЭ; 2) частое наличие ярко выраженной Eu аномалии; 3) отрицательные значения ε_{Nd} (T); 4) изотопные составы Sr, свидетельствующие о значительной контаминации магм коровым материалом. По этим параметрам габбро-анортозиты сходны с породами комплекса друзитов беломорского пояса и мафит-ультрамафитами расслоенных массивов Карельского и Кольского кратонов.

Метаморфические разности габбро-анортозитов представлены Гр-КПр-Пл кристаллосланцами. Для них характерно появление венцовых (друзитовых) структур: кайм граната и амфибола вокруг клинопироксена. Термодинамические исследования показывают, что в метагаббро-анортозитах в процессе метаморфизма давление было существенно выше по сравнению с комплексами кислых и основных гранулитов, залегающих выше по «разрезу» и имело тенденцию к последовательному снижению от 12 до 5,3 кбар. В соответствии с оценками параметров ранних стадий метаморфизма (P до 12 кбар) предполагается, что становление габбро-анортозитов происходило на глубинах порядка 40–45 км в основании докембрийской коры, подверженной рифтогенезу [Минц и др., 1996].

Данные U-Pb датирования магматических цирконов указывают, что время интрузивного размещения массивов габбро-анортозитов соответствует интервалу 2,45–2,46 млрд лет [Баянова и др., 2002; Фриш и др., 1995; Mitrofanov, Pozhilenko, 1995]. Вместе с тем, имеются сведения о возрасте габбро-анортозитовых массивов (Вулвара и Яврозерского), которые формировались в интервале времени 2,10–1,94 млрд лет [Нерович, 1999; Каулина, 1999]. Возрасты генераций метаморфических цирконов габбро-анортозитов свидетельствуют о продолжительной и многоэтапной тектонометаморфической эволюции: наиболее ранний этап метаморфизма — 2,42–2,41 млрд лет; далее — 2,27 и 2,18 млрд лет; высокобарный метаморфизм гранулитовой фации — 1,95–1,90 млрд лет [Каулина, 1996; Mitrofanov, Bayanova, 1995].

Более мелкие тела габбро-анортозитов распространены также в пределах Беломорского пояса. Анализ структурного положения анортозитов показывает, что большинство плагиоклазовых пород приурочено к пологим тектоническим зонам [Терехов, 2003]. Основываясь на экспериментальных данных, Е.Н. Терехов и М.К. Суханов [2002] пришли к выводу, что при высоких давлениях (10–13 кбар) анортозитовые расплавы не могут быть получены за счет фракционирования расплава мантийного типа (доминирует оливин). Наиболее вероятной причиной их формирования являются процессы плавления пород, соответствующих по составу габброноритам или основным гранулитам. Необходимым условием для массовой кристаллизации плагиоклаза анортозитов из возникающих таким образом расплавов является «шоковая декомпрессия», которую авторы связывают с режимом растяжения и развитием пологих сбросов. С «шоковой декомпрессией» анортозитовых расплавов связано и массовое выделение флюидов, которые способствовали образованию чарноэндербитов и рапакивиподробных гранитов (2,5–2,35 млрд лет), которые часто ассоциируют с габбро-анортозитами. Предполагается, что эти гранитоиды образовались на меньших глубинах в результате анатектического плавления архейской коры, и лишь впоследствии были тектонически совмещены с глубинными габбро-анортозитами [Терехов, 2003; Терехов, Левицкий, 1995].

* * *

Время формирования нижнекоровых массивов габбро-анортозитов практически совпадает с этапом становления друзитов Беломорского пояса и расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий в пределах верхней коры Карельского и Кольского кратонов. Этот факт вместе с данными о сходстве геохимических характеристик данных образований указывает на общность геодинамических условий их формирования в условиях континентального рифтогенеза [Минц и др., 1996; Терехов, Суханов, 2002]. Сведения о «шоковой декомпрессии» в зонах пологих разрывов при формировании анортозитов позволяют предполагать важную роль структур растяжения — листрических сбросов, — контролировавших вертикально разобщенные петрогенетические системы.

3.1.2. Беломорский амфиболито-гнейсовый пояс

Общие представления о тектонике

Беломорский пояс образует обширную полосу северо-западного простирания, обрамляя гранулиты Лапландско-Колвицкого пояса с юго-запада (см. рис. 3.1, 2.1). Представления о геолого-структурных особенностях данного пояса неоднозначны. Он рассматривается как область длительной тектонометаморфической ремобилизации и проявления полискладчатых деформаций [Балаганский и др., 1986; Сыстра, 1978; Эз, 1970], как система овальных структур в обрамлении зон пластического течения [Володичев, 1990], в качестве зоны сдвига и транспрессии [Володичев, 2002; Морозов, 2002б], в роли структуры длительного растяжения и формирования пологих сбросов [Терехов, 2003]. В последнее время стали появляться материалы, позволяющие интерпретировать строение Беломорского пояса с позиций тектоники литосферных плит. В частности, было показано, что данная область имеет покровно-надвиговое строение, связанное с субдукционно-коллизионными процессами в неоархее [Глебовицкий, 1993; Миллер и др., 1995, 2002; Gaal, Gorbatchev, 1987]. В палеопротерозое в процессе свекофеннской коллизии Беломорский пояс выступал в роли поднадвиговой области Лапландско-Колвицкого аллохтона. По мнению одних исследователей, последний перекрыл значительную часть поля развития беломорд и покровно-надвиговые дислокации проявились на огромных ареалах, включая Карельский кратон [Минц и др., 1996, 2004]. Согласно данным других геологов, роль свекофеннских деформаций для Беломорского пояса не столь велика и проявлена в локальном формировании небольших куполов, пологих складок и дискретных нарушений, а также в некотором запрокидывании структур [Андреев, Миллер, 1999; Балаганский и др., 1986; Володичев, 1990; Миллер, 1997; Миллер и др., 2002].

Неоархейские структурно-вещественные комплексы

В строении Беломорского пояса принимают участие преимущественно неоархейские супра- и инфракомплексы, имеющие определенные черты сходства с гранит-зеленокаменными ассоциациями Карельского массива. Это служит поводом рассматривать данный пояс как краевую часть Карельского кратона, подверженную интенсивным тектонометаморфическим преобразованиям в архее и протерозое [Глебовицкий и др., 1996; Миллер и др., 1995; Шарков и др., 2000]. Интенсивные аллохимические вторичные преобразования беломорских комплексов обусловливают большое разнообразие и сильную изменчивость наблюдаемых структурно-вещественных ассоциаций. Это порождает большие сложности при геологическом картировании. Геологические карты Беломорского пояса, составленные различными авторами, порой сильно различаются, что осложняет использование опубликованных материалов для геодинамических построений.

Наиболее удачным решением тектонического и стратиграфического размещения вещественных ассоциаций беломорид являются представления, разработанные сотрудниками ИГГД РАН [Глебовицкий и др., 1996; Другова и др., 1990; Миллер и др., 1995, 2002]. Согласно этим данным, традиционно выделяемые в составе Беломорского пояса свиты, такие как чупинская, хетоламбинская, керетская и др., в действительности представляют собой тектонические покровы (рис. 3.4, см. цв. вкл.). Каждый из них образован сложным тектоническим «переслаиванием» стратифицируемых и инфракрустальных образований различного возраста. При этом отмечаются признаки аномальной последовательности залегания пород: региональные структурно-метаморфические несогласия, тектоническое налегание более древних инфракомплексов на более молодые супракомплексы. Региональные сместители между покровами сопровож-

даются интенсивным рассланцеванием и нередко залечены поздними тоналитами, затушеваны процессами ультраметаморфизма, а иногда контролируют размещение протерозойских мафит-ультрама-

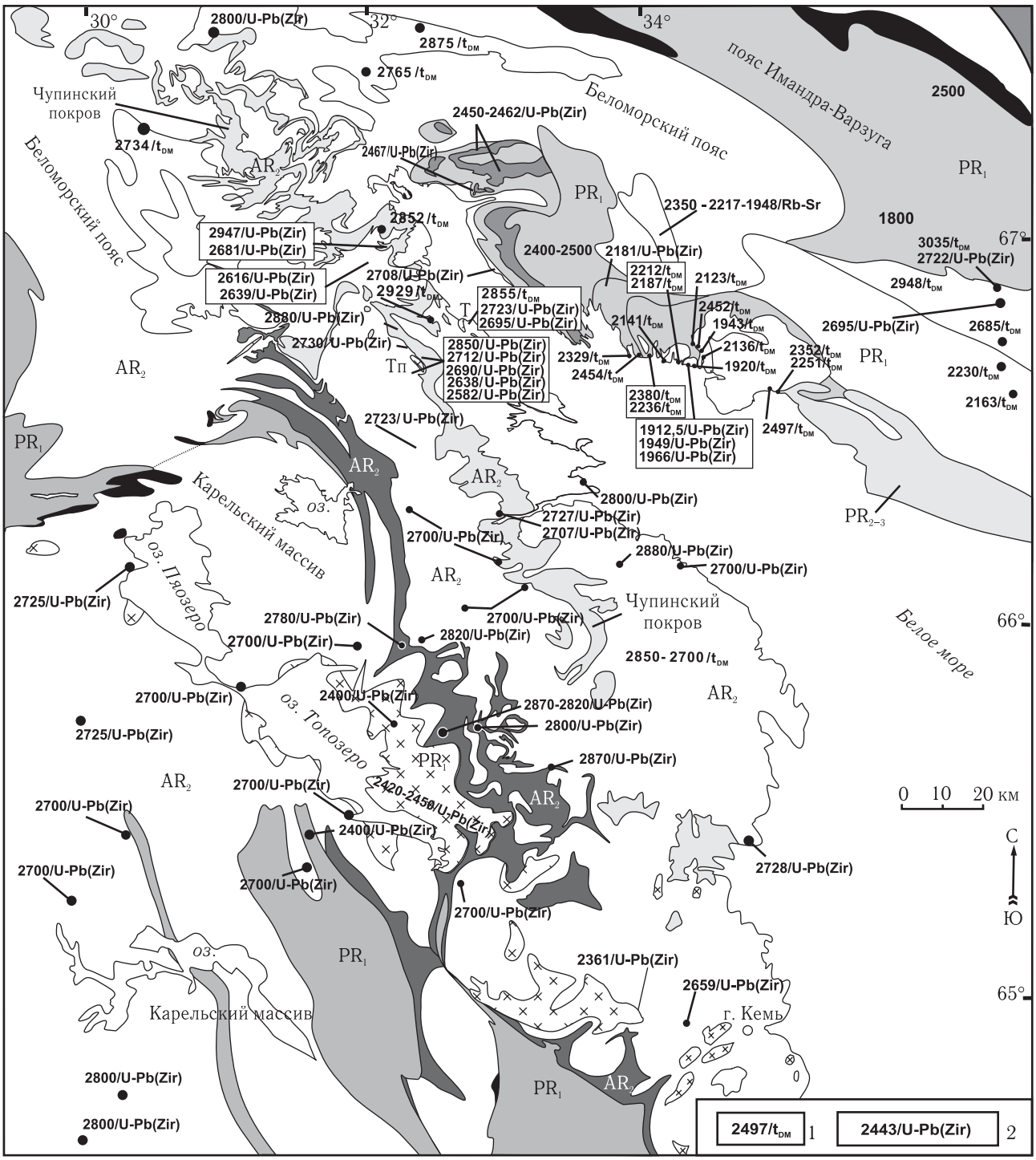


Рис. 3.5. Схема изотопного датирования инфра- и супракомплексов юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса и его обрамления (составлено по: [Баянова и др., 2002; Бибикова, 1997; Бибикова и др., 1999; Минц и др., 2004; Daly et al., 2001; Timmerman, Daly, 1995]

1, 2 — возраст пород, млн лет: 1 — Sm-Nd модельный; 2 — U-Pb изотопный протолитов (метаморфизма?) пород по циркону

Буквенные обозначения: Тп — губа Тупая оз. Ковдозеро, Т — мыс Толстик. Пояснение геологических контуров см. на рис. 3.4

фитовых тел. Данные геохронологического датирования беломорских комплексов, в частности, их модельные Sm-Nd возрасты свидетельствуют о неоархейском возрасте протолитов беломорид, а также о широком проявлении неоархейских магматических и метаморфических процессов (рис. 3.5). Вслед за упомянутыми выше исследователями, предлагаем выделять в пределах Беломорского пояса следующие тектонические единицы (см. рис. 3.4).

1. ***Ковдозерский комплекс (покров)*** составляет краевую часть Карельской гранит-зеленокаменной области, находящейся в аллохтонном (на северо-западе) или параавтохтонном (на юго-востоке) залегании. В его строении участвуют преимущественно биотитовые, реже биотит-амфиболовые тоналитогнейсы и гнейсограниты, составляющие нижний структурный ярус, и вулканиты Тикшозерского зеленокаменного пояса верхнего яруса. Ковдозерский комплекс вмещает крупные объемы неоархейских эндербит-чарнокитов (2,75–2,6 млрд лет) с многочисленными будинами гранулитов, а также небольшие массивы чарнокитоидных гранитов (2,4–2,3 млрд лет) и обширные зоны кварц-полевошпатовых метасоматитов [Лобач-Жученко и др., 1993; Терехов, 2003]. В ряде работ данная ассоциация пород рассматривается в качестве Западного структурно-вещественного комплекса беломорид [Володичев, 2002; Терехов, 2003].

2. ***Чупинский комплекс (покров)*** залегает в одних случаях под образованиями ковдозерского комплекса, в других — перекрывает их. В его составе преобладают глиноземистые гнейсы: гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотовые, кианит-гранат-биотит-мусковитовые, биотитовые, лейкократовые биотит-мусковитовые гнейсы, подверженные многократным процессам мигматизации. Протолитом данных образований являются грауваккии (до 90 %) с примесью туфов и эффузивов андезито-дацитового состава [Мыскова и др., 2000; Ручьев, 1998 а,б, 2000]. Возраст чупинских образований определяется Sm-Nd (DM) числами (3,0(2,93)–2,85 млрд лет) и временем наиболее раннего для данных пород метаморфизма (2850±20 млн лет) [Бибикова, 1997; Бибикова и др., 1999; Timmerman, Daly, 1995].

3. ***Хетоламбинский комплекс (покров)*** чаще залегает структурно выше чупинской толщи, но иногда и перекрывается ею. Он сложен породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации (амфиболовые и биотит-амфиболовые тоналитогнейсы с линзами и прослоями амфиболитов) и характерными для него крупными скиалитами ортоамфиболитов, гранатовых габбро-амфиболитов, а также реликтовыми «мафическими зонами» — полосами мигматизированных метабазитов и ультрабазитов (см. рис. 3.4). Последние часто выделяются в качестве Центрально-Беломорской мафической зоны, которая рассматривается как древнейший (2,83 млрд лет) офиолитовый шов [Бибикова и др., 1999]. U-Pb возраст цирконов кислых пород, замещающих мафические образования, — 2,75–2,65 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 1998].

4. ***Керетский комплекс (покров)*** сложен преимущественно биотитовыми тоналитогнейсами и полосчатыми мигматитами с редкими скиалитами амфиболитов. Область развития данных образований обособлена «контрастно», поскольку часто контактирует с «мафическими зонами» Хетоламбинского аллохтона (см. рис. 3.4).

5. ***Ориярвинский комплекс (покров)*** развит локально на северо-западе района в виде тела сложной складчато-надвиговой морфологии, залегающего между Ковдозерским и Чупинским аллохтонами. В его строении участвуют биотит-амфиболовые тоналитогнейсы.

6. ***Риколатвинский комплекс (покров)*** развит в северо-западной части пояса и определяет фронт интенсивного проявления складчато-надвиговых структур в поднадвиговой области Лапландского аллохтона. Он сложен преимущественно биотитовыми и амфиболовыми тоналитогнейсами с характерными пластовыми телами ортоамфиболитов. U-Pb возраст магматического циркона из гнейсов восточного фланга данной структуры (Ёнский комплекс) — 2,77 млрд лет, а модельный Sm-Nd возраст их протолита — 2,76 млрд лет [Пожиленко и др., 2002; Timmerman, Daly, 1995].

Соотношения данных тектонических единиц в пределах различных сегментов Беломорского пояса весьма изменчивы. С северо-запада на юго-восток наблюдаются следующие структурно обособленные сегменты: Ёнский, Серяк-Ковдозерский, Чупинский, Энгозерский (рис. 3.6, см. цв. вкл.). Чупинский покров глиноземистых гнейсов занимает маркирующую позицию и «трассирует» главные структурные особенности пояса. На юго-востоке, в пределах Энгозерского сегмента, данные образования залегают на породах Хетоламбинского покрова, надвинутого на край Карельского массива — Ковдозерский комплекс [Миллер, 2002] (см. рис. 3.6). В районе Чупинского сегмента ситуация меняется: чупинские гнейсы залегают структурно выше ковдозерского комплекса и тектонически перекрываются хетоламбинскими образованиями.

В районе Серяк-Ковдозерского сегмента развита крупная антиформа, шарнир которой полого погружается к северо-западу. В периклинальной области этой складки отмечается погружение образований Хетоламбинского покрова под чупинские гнейсы, которые, в свою очередь, «ныряют» под тоналитогнейсы Ковдозерского аллохтона. К западу и северо-западу среди полей выходов ковдозерских гнейсов в ядрах небольших куполов и в тектонических окнах наблюдаются выходы чупинских гнейсов. Эти данные послужили основанием для выделения системы ранних покровов, погружающихся под край Карельской области [Миллер, 2002; Миллер и др., 1995, 2002]. В районе Чупинского сегмента данные покровы опрокинуты и залегают в висячем

крыле крупной лежачей синформы (см. рис. 3.6). О характере данной структуры и особенностях размещения чупинских образований на глубине позволяют судить ареалы развития слюдоносных пегматитов, генетически связанных с глиноземистыми гнейсами. Крупные замки лежачих пликативных структур, свидетельствующие о целой системе покровных складок, также фиксируются в пределах данного района.

По простиранию Беломорского пояса далее к северо-западу обособлен Ёнский сегмент, отделяемый от юго-восточной части беломорид зоной левого сдвига северо-восточного простирания (см. рис. 3.6, 3.4). Структурный рисунок этой области напоминает зону «мегамеланжа» и продольного тектонического нагнетания. Маркирующие структуру чупинские глиноземистые гнейсы составляют здесь сложноскладчатые пояса, относительно мелкие линзы и маломощные горизонты в обрамлении хетоламбинских тоналитогнейсов. Развитый в северной части Ёнского сегмента Риколатвинский покров с региональным структурным несогласием перекрывает предварительно дислоцированные образования Чупинского и Хетоламбинского покровов (см. рис. 3.4). Фронтальная часть покровной структуры имеет извилистые очертания, обусловленные развитием поперечных складок и цепочек куполов, протыкающих также и сам маломощный аллохтон. Предполагается, что фронтальная часть Риколатвинского покрова и осложняющая ее цепочка куполов маркирует фронтальную область развития свекофеннских покровов лапландской системы [Глебовицкий и др., 1996].

Структурные данные позволяют предполагать существование ранних систем покровов, испытавших поддвиг под край Карельской гранит-зеленокаменной области и впоследствии опрокинутых в результате обдукции (см. рис. 3.6, упрощенные схемы). На основе этого, а также материалов литолого-геохимических и изотопных исследований была предложена субдукционно-коллизионная модель эволюции беломорид [Миллер и др., 2002]. На субдукционной стадии развивались процессы поддвига океанической плиты (Хетоламбинский покров) и перекрывающих осадков глубоководного желоба, маркирующих зону палеосубдукции (чупинские гнейсы), под аккреционно-островодужную окраину Карельской гранит-зеленокаменной области (Ковдозерский покров). Субдукция имела косой характер, что отразилось в формировании структуры диагонального причленения «мафических зон» к чупинским образованиям в районе сегмента Серяк, а также в формировании области продольного нагнетания Ёнского сегмента. Время проявления субдукции принимается в соответствии с возрастом островодужных комплексов Тикшозерского зеленокаменного пояса и раннего метаморфизма (2880–2820 млн лет) [Бибикова и др., 1999, 2003; Щипанский и др., 2001]. Последующая коллизия обусловила опрокидывание ранних систем покровов и их обдукцию на краевую часть Карельской аккреционной области, что сопровождалось высокобарическим метаморфизмом и формированием поздних тоналитов (2740–2690 млн лет) [Глебовицкий и др., 1996, 2000; Лобач-Жученко и др., 1993]. Коллизия завершилась развитием разноориентированных складок и мигматит-гранитных куполов. В результате к концу архея оформился коллизионный ороген, сочленявший Карельский и Кольский кратоны. Последующее развитие области было связано с палеопротерозойскими тектонометаморфическими событиями.

Палеопротерозойские магматические образования

Палеопротерозойские тектономагматические преобразования широко проявились в пределах северо-восточной части Балтийского щита, обусловив становление единой магматической колонны (сверху вниз): сумийские вулканиты — расслоенные интрузии — друзиты (лерцолит-габбронориты и др.) — анортозиты. Из этой вертикальной последовательности магматических образований Беломорскому поясу соответствует комплекс друзитов, объединяющий различные породные ассоциации: лерцолит-габбронориты, диориты, гранатовые габбро, габбро-анортозиты, калиевые граниты и чарнокиты. Данные образования слагают мелкие, «распыленные» по разрезу беломорид интрузии, имеющие близкий возраст (2,45–2,35 млрд лет) [Володичев, 1990; Степанов, 1981; Bogdanova, 1996].

Характерная черта данных образований — наличие коронарных (друзитовых) структур, формирование которых отражает глубинную кристаллизацию расплавов и последующие процессы высокобарического метаморфизма. По разным оценкам, кристаллизация друзитовых интрузий происходила при P = 6–12 кбар (глубины порядка 20–40 км) [Степанов, 1981; Шарков и др., 1997; Bogdanova, 1996; Lobach-Zhuchenko et al., 1998].

Среди друзитов наиболее распространен комплекс лерцолит-габброноритов (см. рис. 3.4). В строении ареала его развития, совпадающего с Беломор-

ской зоной, отчетливо проявлена латеральная зональность (с запада на восток): 1) зона развития кварцевых габброноритов; 2) зона безоливиновых габброноритов; 3) зона оливинсодержащих пород, охватывающая большую часть пояса вдоль юго-западного побережья Белого моря [Степанов, 1981]. Данные U-Pb изотопного датирования магматических цирконов этих пород показывают следующие цифры: 2440 млн лет — Ковдозерский массив [Ефимов, Каулина, 1997], 2435 млн лет — Шобозерский массив [Слабунов и др., 2001], 2434 млн лет — массив Толстик [Bogdanova et al., 1993], 2460 и 2356 млн лет — массив Жемчужный [Балаганский и др., 1997; Кудряшев, 1997]. Интрузии данного комплекса представлены малыми, часто безкорневыми телами лополитообразной, пластинообразной и линзовидной формы, а также силлами, дайками и тектонически фрагментированными блоками. В экзоконтактах тел часто сохраняются зоны закалки мощностью 1–2 м. В крупных массивах отчетливо выражены черты внутрикамерной дифференциации, проявленной в вариациях содержаний Fe и Mg [Степанов, 1981; Lobach-Zhuchenko et al., 1998].

Согласно данным: [Слабунов и др., 2001; Lobach-Zhuchenko et al., 1998], породы комплекса лерцолит-габброноритов образуют дифференцированный ряд от плагиоклазовых гарцбургитов до анортозитов с преобладанием оливиновых габброноритов, фигуративные точки состава которых на различных диаграммах образуют непрерывный ряд. По особенностям химизма породы из зон закалок относятся к высокомагнезиальным, высокохромистым толеитам с повышенным содержанием SiO_2 — 49–52 %. При этом характерны низкие содержания TiO_2 и P_2O_5, а также дифференцированное распределение РЗЭ: содержание ЛРЗЭ превышает хондритовое в 20–50 раз, ТРЗЭ — в 2–10 раз. Иногда отмечаются слабовыраженные Eu аномалии. Породы комплекса имеют значения ε_{Nd} (2,45), варьирующие от +0,2 до -1,8, а также низкие Sm/Nd отношения. По эти параметрам, а также по высоким содержаниям MgO и SiO_2 они весьма сходны с одновозрастными вулканитами рифтовых трогов и расслоенными интрузиями краевых частей Карельской и Кольской провинций. По высоким содержаниям SiO_2 и MgO данные породы сопоставимы с бонинитами, но существенно отличаются от них отношениями Al_2O_3/TiO_2 и более низким содержанием TiO_2. Изотопный состав кислорода друзитов указывает на их кристаллизацию из «сухой» магмы, что вместе с обогащением данных образований ЛРЗЭ и высоким содержанием Ni противоречит бонинитовой модели их формирования. Состав мафит-ультрамафитовых пород комплекса друзитов наилучшим образом объясняется моделью ассимиляционно-фракционной кристаллизации, предполагающей ассимиляцию 20–30 % коровых пород недеплетированной магмой пикритового состава с последующей фракционной кристаллизацией расплава [Lobach-Zhuchenko et al., 1998].

Среди образований комплекса друзитов часто встречаются габбро-анортозиты, участвующие в строении расслоенных массивов. Как было отмечено выше, данные породы являются индикатором процессов растяжения и развития пологих сбросов [Терехов и др., 2002].

Калиевые граниты и чарнокиты часто находятся в пространственной ассоциации с мафит-ультрамафитами и имеют с ними сходный возраст. Обычно это небольшие интрузии пластообразной, жилообразной и линзовидной формы, наиболее распространенные в южной части пояса (см. рис. 3.4). Палеопротерозойский возраст гранитоидов Беломорского пояса был определен U-Pb методом по циркону: гранитоиды мыса Толстик — 2405 млн лет и 2365 млн лет; массив губы Тупой — 2423 млн лет, Топозерский массив — 2400–2450 млн лет [Бибикова, Шельд, 1993; Каулина, 1996; Bogdanova et al., 1993; Lobach-Zhuchenko et al., 1998]. Обычно данные породы представлены крупнозернистыми порфировидными гранитами, состоящими из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и биотита. Некоторые разности, соответствующие чарнокитоидам, содержат ромбический пироксен, замещаемый роговой обманкой и биотитом. Согласно данным С.Б. Лобач-Жученко с соавторами [Lobach-Zhuchenko et al., 1998], некоторые массивы гранитов имеют геохимическую расслоенность, свойственную анорогенным образованиям. Они также характеризуются обогащенностью ЛРЗЭ, высокими $FeO_{общ}/(FeO_{общ} + MgO)$ отношениями, значениями εNd (2,45) от -0,7 до -2,3. По этим и ряду других параметров данные породы сопоставимы с внутриплитными гранитами А-типа. Из возможных моделей их формирования — фракционирование базальтовой магмы или частичное плавление вмещающих гнейсов — более вероятна последняя.

* * *

В целом, рассмотренная совокупность палеопротерозойских пород составляет бимодальную серию

мафит-ультрамафитовых и гранитоидных образований, характеризующих особенности проявления континентального рифтогенеза в нижних уровнях коры. Предполагается связь данного магматизма с процессами формирования мантийного диапира, осевая часть которого проецировалась на Беломорскую провинцию и контролировала размещение рифтовых долин, сохранившихся в настоящее время в бортах данного пояса. При этом магматическое размещение друзитовых интрузий происходило при P = 6–12 кбар в условиях нижней–средней коры, мощность которой в пределах Беломорского пояса была выше, чем в Карельской и Кольской провинциях и достигала 50–60 км [Рыбаков и др., 2000; Слабунов и др., 2001; Степанов, 1981; Шарков и др., 2000; Lobach-Zhuchenko et al., 1998]. Эти данные согласуются с тем, что к концу архея на месте Беломорской области сформировался коллизионный ороген, а собственно беломорские комплексы разместились в его основании. Такая неоднородная система предполагает последующее проявление процессов гравитационного коллапса и восстановления изостатического равновесия. Магматическое размещение комплекса друзитов на нижних уровнях коры проходило в синкинематических условиях растяжения при ведущей роли зон горизонтального тектонического течения (пологих сбросов), которые в некоторой степени могли быть отражением процессов гравитационного «расползания» орогенной области. Более подробно это положение будет обосновано при рассмотрении структурно-кинематических парагенезов.

Особенности метаморфизма и его зональности

Для характеристики процессов эндогенного развития Беломорского пояса сведения о метаморфических преобразованиях и этапах их проявления имеют первостепенное значение, так как именно они совместно со структурными данными характеризуют важный информационный элемент геодинамики полискладчатой области — *тектонометаморфический цикл*.

В пределах Беломорского пояса проявлено несколько тектонометаморфических циклов, в оценке значимости и количества которых мнения исследователей расходятся. Основываясь на ряде публикаций [Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Миллер и др., 2002], в данной работе предложим *следующую последовательность тектонометаморфических циклов:* 1) *ребольский цикл*, *представленный субдукционной* (*2,88–2,82 млрд лет*) *и коллизионной* (*2,74–2,53 млрд лет*) *стадиями;* 2) *селецкий цикл*, *связанный с рифтогенезом* (*2,45–2,35 млрд лет*)*;* 3) *свекофеннский коллизионный цикл* (*1,94–1,75 млрд лет*). Эта схема обоснована структурными данными, а также радиоизотопным датированием различных магматических и метаморфических образований, наиболее полная характеристика которых имеется для северо-западного Беломорья.

Ребольский цикл (субдукционный и коллизионный этапы). Этот цикл предопределил главные особенности метаморфических комплексов беломорид. Согласно данным В.А. Глебовицкого и др. [1996], на этом этапе обособлено два сближенных во времени эпизода гранулитового метаморфизма: 1) ранний проявился в условиях, близких к статическим, при умеренных давлениях (P = 6 кбар, T = 800 °C), и фиксируется преимущественно в ксенолитах чарнокит-эндербитов; 2) поздний происходил на фоне интенсивных деформаций при высоких давлениях (P = 7,5–9 кбар, T = 725–800 °C) и являлся инициальным событием регионально проявленного высокобарического метаморфизма преимущественно амфиболитовой фации, связанного с коллизионным этапом развития системы Беломорских покровов. В итоге ребольского цикла в пределах Беломорского пояса проявилась метаморфическая зональность, последовательно проградирующая от Карельского массива к северо-востоку.

По результатам термобарометрических исследований [Седова и др., 1996], для метаморфических комплексов западной части Ковдозерского сегмента (губа Тупая) был получен P-T-t тренд, отражающий преимущественно ребольские тектонометаморфические преобразования (рис. 3.7). Данный тренд организован против часовой стрелки и характеризует ранние процессы поддвига относительно холодных пластин под нагретые при общем погружении, скучивании и увеличении мощности коры (изотермическая компрессия до 11–12 кбар). Последующие тектонические движения способствовали выведению геомасс на более высокий уровень коры (изотермическая декомпрессия до 8 кбар). После этого P-T кривая становится более плавной и отражает постепенную эксгумацию комплексов, а также процесс некоторого декомпрессионного разогрева и формирования мигматитов — гранитов с возрастом 2,55–2,45 млрд лет. В целом, эти петрологические данные подтверждают рассмотренную выше субдукционно-коллизионную модель и свидетельствуют о единой последовательности тек-

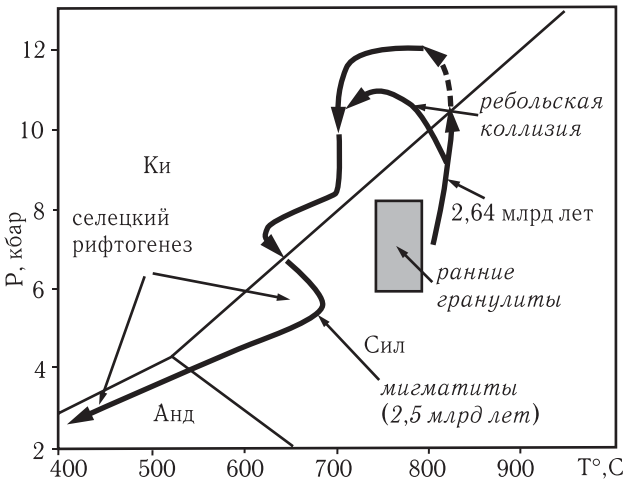


Рис. 3.7. P-T параметры метаморфизма и путь эволюции метаморфических комплексов Тупой губы (Ковдозерский сегмент) по данным твердофазовой термобарометрии и на основании исследования включений CO_2 (упрощено, по: [Седова и др., 1996])

тонометаморфических преобразований, характеризующих огромный отрезок времени (2,7–2,45 млрд лет). Из этого заключения следует, что *в результате субдукционно-коллизионных процессов к началу протерозоя (2,5 млрд лет) породы беломорского комплекса оказались в условиях средней коры и испытывали в дальнейшем постепенное декомпрессионное воздымание с локальным выплавлением гранитоидов*.

Селецкий рифтогенный цикл. В характеристике метаморфических процессов этот цикл еще не получил достаточного обоснования. Свидетельствами проявления селецкого метаморфизма являются син- и постмагматические минерально-структурные реакции в породах комплекса друзитов (2,45–2,35 млрд лет). Данные образования несут признаки кристаллизации и последующего преобразования в глубинных условиях, что отразилось на развитии коронарных (друзитовых) структур. Ранние метаморфические процессы обусловили развитие на границах оливина и плагиоклаза кайм орто- и клинопироксена (результат субсолидусной реакции: Ол + Пл = ОПр + КПр ± Шп при P > > 8 кбар, T = 700–800 °C). Позднее проявились гранатсодержащие и амфиболовые каймы [Слабунов и др., 2001; Степанов, 1981]. В друзитах отмечены минеральные парагенезисы, формировавшиеся при P = 11–12 кбар, T = 700–710 °C [Bogdanova, 1996]. По данным О.И. Володичева [2002], деформации и метаморфизм беломорид на этом этапе проходили в высокобарических условиях (P = 7–9 кбар, T = = 570–620 °C), а барические условия метаморфизма интрузивных пород, в первую очередь эклогитизированных габброноритов, достигали 10–13 кбар. Этот барический градиент, возможно, объясняется повышенным давлением флюидов в магматических камерах.

В юго-западной краевой части Беломорского пояса в районе г. Кемь структурно-вещественные парагенезы селецкого цикла отличаются хорошей сохранностью [Колодяжный, 2001, 2003а]. Здесь широко развиты мелкие и крупные массивы гранитоидов топозерского комплекса (2,45–2,36 млрд лет) [Левченков и др., 1994; Минц и др., 2004; Рыбаков и др., 2000]. Вдоль границы беломорид и Карельского массива в этой области размещаются породы лопийского зеленокаменного пояса, налегающие на биотитовые гнейсы ковдозерского комплекса. В лопийских образованиях развиты хлоритовые, гранат-амфибол-хлоритовые, гранат-амфиболовые метасоматиты, образующие пологие «струеобразные» зоны. На их селецкий возраст указывают следующие факты: метасоматиты контролируются складками и разрывами селецкого цикла, пространственно связаны с мелкими сигарообразными телами гранитоидов топозерского типа, а также имеют сходную с ними ориентировку минерально-агрегатной линейности, сингенетичной формированию гранитов. В метасоматитах отмечается последовательное замещение низкотемпературных хлоритсодержащих ассоциаций более высокотемпературными — хлорит-ставролитовыми и гранат-ставролит-амфиболовыми.

Согласно термобарометрическим данным [Сибилев, 2001], эти породы развивались в условиях повышения температур на фоне снижения давлений, что отражается в P-T тренде, организованном по часовой стрелке (рис. 3.8). Элементы сходной морфологии отмечаются и в рассмотренном выше P-T-t тренде метаморфизма пород Ковдозерского сегмента (декомпрессионный разогрев 2,5 млрд лет назад) (см. рис. 3.7). Все это характеризует условия интенсивного прогрева коры при общем воздымании и динамической декомпрессии. Последняя проявилась в развитии метасоматических структур и контролировалась замковыми частями складок, пологими зонами пластической деформации и линейно ориентированными тектоническими «потоками». Эту обстановку можно интерпретировать как результат проявления процессов растяжения и горизонтального тектонического течения в условиях средней коры в надплюмовой области. Снижение общего литостатического давления, по-видимому, отражает условия тектонической эксгумации глубинных комплексов.

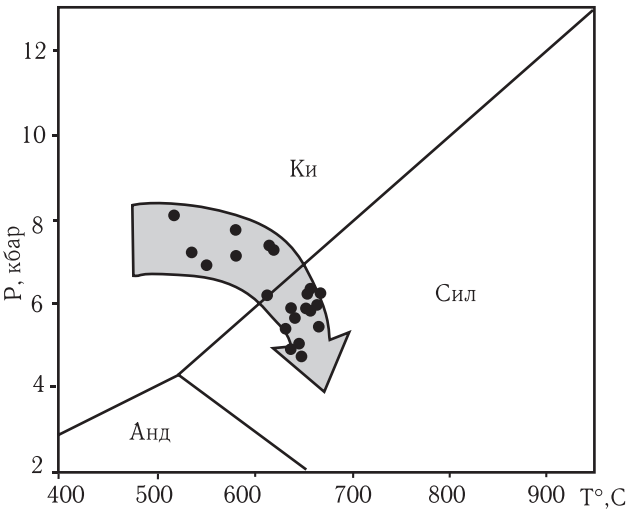


Рис. 3.8. Результаты термобарометрических исследований метаморфитов и метасоматитов селецкого цикла, развитых в породах лопийского зеленокаменного пояса юго-западной краевой части ковдозерского комплекса (район оз. Нижнее Авнеозеро) (упрощено, по: [Сибилев, 2001])

Стрелкой показан путь эволюции комплекса метаморфит

Свекофеннский коллизионный цикл. В интервале времени 1,9–1,75 млрд лет проявился свекофеннский коллизионный цикл. Об этом свидетельствуют геохронологические данные по датированию метаморфических процессов разными изотопными методами (рис. 3.9, см. цв. вкл.). Для свекофеннских метаморфит установлен возраст закрытия Ar-Ar изотопных систем: в амфиболах — 1780–1870 млн лет; в слюдах — 1700–1750 млн лет [De Jong et al., 1996, 1999]. Широкое проявление пегматитов мусковитовой (1,90–1,85 млрд лет) и редкометальной (1,85–1,75 млрд лет) формаций, генетически связанных со свекофеннским метаморфизмом, также является хронологическим и пространственным репером данных событий [Тугаринов и др., 1970].

В пределах большей части Беломорского пояса свекофеннский метаморфизм проявлен резко дискретно вдоль относительно узких зон пластических деформаций [Володичев, 1990; Фации..., 1990]. Согласно данным В.А. Глебовицкого и др. [1996], в пределах данной области развита единая свекофеннская метаморфическая зональность, охватывающая краевую часть Карельского массива и весь Беломорско-Лапландский пояс. Степень и интенсивность метаморфических преобразований нарастает в северо-восточном направлении к осевой части пояса. Схема зональности свекофеннского метаморфизма, предложенная в: [Глебовицкий и др., 1996], во многом легла в основу предлагаемой схематической карты (см. рис. 3.9). Помимо этого, были учтены материалы, любезно предоставленные О.И. Володичевым и демонстрируемые им в процессе доклада [Володичев, 2002]. Некоторая специфика характеристики и оконтуривания метаморфических зон является результатом осмысления геохронологических и петрологических данных.

На предлагаемой схеме свекофеннского метаморфизма выделены зоны, отражающие метаморфические фациальные серии и интенсивность проявления структурно-вещественных преобразований. В целом, в пределах Беломорско-Лапландского пояса отмечаются следующие области метаморфизма: 1) *зонального*; 2) *дискретно проявленного, но однородного по P-T параметрам*; 3) *равномерно проявленного метаморфизма с устойчивыми P-T параметрами на огромных площадях*. К последнему типу относятся ареалы развития гранулитовых комплексов, рассмотренные выше, и некоторая часть Беломорского пояса. Зональные метаморфические преобразования отмечаются в основном вдоль границ беломорид с Лапландско-Колвицкими гранулитами и образованиями Карельского массива.

Зональные метаморфические комплексы развиты преимущественно в переходной области от Карельского массива к Беломорскому поясу. Они составлены «парным» поясом из зон андалузит-силлиманитовой и кианит-силлиманитовой фациальных серий (см. рис. 3.9). Элементы метаморфической зональности проявлены здесь в наличии узких (сотни метров) изофациальных зон, образующих некоторую закономерную последовательность в пределах небольших доменов, либо в связи с зонами интенсивных деформаций. Отмечаются также разноранговые области «теневого» метаморфизма. Иногда наблюдается нарушение нормальной зональности в связи с деформационными факторами и проявлением метасоматоза. На отдельных отрезках метаморфические зоны секут литологические границы протерозойских и архейских образований и имеют согласно секущий характер. В целом, метаморфическая зональность является дискретно-пятнистой и конденсированной. Более подробно эти особенности метаморфизма будут рассмотрены при характеристике Северо-Карельской зоны сдвига (см. раздел 4.3.2).

Зональный метаморфизм в пределах рассматриваемой зоны несколько моложе свекофеннских метаморфических преобразований на остальной части Беломорского пояса. Согласно данным Е.В. Би-

биковой с коллегами [Bibikova et al., 2001], в рассматриваемой области U-Pb возраст титанита соответствует интервалу времени 1780–1750 млн лет, что существенно и с разрывом отличается от аналогичных возрастов в пределах центральных частей Беломорского пояса (см. рис. 3.9). К тому же в некоторой полосе, отделяющей зональные комплексы от «типичных» по возрасту свекофеннского метаморфизма беломорид, были отмечены дискордантные U-Pb возрасты титанита, а также значения, соответствующие сумийско-сариолийскому (2,31 млрд лет) и ятулийскому (2,18 млрд лет) времени. Эта приграничная область оконтурена по признаку хорошей сохранности структурно-вещественных парагенезов селецкого цикла (см. рис. 3.9).

Таким образом, переходная Карельско-Беломорская область обособлена от остальной части беломорид по признаку наличия зональных метаморфических преобразований и в возрастном отношении. U-Pb возрасты титанита и рутила, имеющих температуры закрытия U-Pb изотопных систем 600 °С и 450 °С, соответственно, в переделах рассматриваемой зоны характеризуют более короткий интервал времени между их кристаллизацией, чем это наблюдается на остальной части Беломорско-Лапландского пояса. Возрастной разрыв в данном случае составляет 30–50 млн лет, что указывает на скорость остывания пород около 4–6 °С за миллион лет по сравнению с в среднем 2 °С для центральных областей Беломорской провинции [Bibikova et al., 2001]. Этот факт позволяет предполагать более скоротечные метаморфические преобразования в условиях высокой флюидно-термальной активности.

Области дискретно проявленного метаморфизма с устойчивыми P-T параметрами охватывают большую часть Беломорского пояса преимущественно в центральной его части (см. рис. 3.9). В их строении участвуют метаморфиты кианит-силлиманитовой фациальной серии, преобразованные в условиях кианит-мусковитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов (T = 590–630 °С, P = = 5,8–7,5 кбар) [Глебовицкий и др., 1996; Ручьев, 1998 а,б, 2001; Седова и др., 1996]. Определения P-T параметров метаморфизма для различных сегментов данной области, полученные разными авторами, приведены на схеме (см. рис. 3.9). В целом данные условия благоприятны для формирования пегматитов мусковитовой формации. Вся область характеризуется неравномерным проявлением метаморфизма преимущественно вдоль относительно узких, но густо развитых зон рассланцевания и пластических деформаций. Последние обрамляют крупные объемы пород линзовидной и овальной морфологии, в которых свекофеннские преобразования менее интенсивны и не приводят к полной перекристаллизации более ранних минеральных ассоциаций [Володичев, 1990].

U-Pb изотопный возраст титанита в этой области соответствует интервалу 1870–1815 млн лет [Bibikova et al., 2001]. Другими методами возраст метаморфизма оценивается в пределах 1,90–1,80 млн лет, что в основном следует из U-Pb изотопных возрастов циркона пегматитов мусковитовой формации [Тугаринов и др., 1970].

Области равномерно проявленного метаморфизма с устойчивыми P-T параметрами пространственно сближены с аллохтонными гранулитами Лапландско-Колвицкого пояса и отделены от них относительно узкими зонами высокоградиентного по P-T параметрам метаморфизма, рассмотренными выше на примере Танаэлв-Кандалакшского пояса. В строении рассматриваемой области участвуют метаморфиты кианит-силлиманитовой фациальной серии, преобразованные в условиях кианит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации (T = 620–720 °С, P = 7–7,5 кбар) [Глебовицкий и др., 1996]. Локальное повышение давлений до 11–12 кбар и развитие эклогитоподобных пород отмечается на некоторых участках вдоль юго-западного побережья Белого моря, в частности, в друзитах массива мыса Толстик [Bogdanova, 1996; Lobach-Zhuchenko et al., 1998]. Для данной области характерны интенсивное проявление свекофеннских структурно-вещественных преобразований и почти полная переработка более ранних метаморфит. Это проявлено и в тектонических ориентировках структур (складок, зон рассланцевания, линейности), имеющих сходную пространственную позицию со структурами Лапландско-Колвицких гранулитов. Вполне очевидны динамическая связь всех этих образований и их единая вертикальная последовательность, в которой гранулиты занимают верхнюю аллохтонную позицию, а комплексы рассматриваемой зоны — поднадвиговую область. В рамках данной последовательности обращенная метаморфическая зональность соответствует альпийско-гималайскому типу [Глебовицкий и др., 1996].

U-Pb изотопный возраст титанита данной области соответствует интервалу 1940–1870 млн лет, что в целом соответствует времени проявления гранулитового метаморфизма Лапландско-Колвицкого пояса. Сравнение U-Pb изотопных возрастов титанита и рутила в пределах данной области указы-

вает на скорость остывания горных масс около 2 °С за один миллион лет [Bibikova et al., 2001].

В пределах всех рассмотренных выше областей метаморфизма проявлены позднесвекофеннские динамотермальные преобразования регрессивной направленности. Они проходили на фоне снижения температуры и давлений до 3,6–4,5 кбар [Пожиленко и др., 2002]. Это, в основном, реакции гидратации и замещения ранних минеральных парагенезисов ассоциациями более низких степеней метаморфизма вплоть до мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации [Володичев, 1990]. Процессы диафтореза полностью контролируются деформационным фактором, в результате чего широкое развитие получают динамосланцы, бластомилониты и бластокатаклазиты, маркирующие зоны нарушений разного ранга и рассеянные в больших объемах пород вдоль тонких зонок сдвиговых деформаций.

* * *

В результате неоархейских субдукционно-коллизионных процессов к началу протерозоя (2,5 млрд лет) породы беломорского комплекса оказались в высокобарических условиях средней–нижней коры. В процессе селецкого цикла в условиях гравитационного коллапса Беломорского орогена и общего растяжения они испытывали постепенные декомпрессию и воздымание, а также термическое воздействие, связанное с формированием мантийного диапира. В результате последующих свекофеннских событий беломорские комплексы были выведены в верхние уровни коры в условия зеленосланцевой фации.

Процессы свекофеннского метаморфизма в пределах Беломорско-Лапландского пояса развивались (или завершались) в разное время с тенденцией последовательной миграции с северо-востока на юго-запад. В пределах рассматриваемого пояса отмечаются следующие зоны метаморфизма с различным U-Pb возрастом титанита: 1) область однородного метаморфизма, охватывающая гранулитовые аллохтоны и беломорские комплексы поднадвиговой зоны, — 1940–1870 млн лет; 2) область дискретного метаморфизма, занимающая центральную часть Беломорского пояса, — 1870–1815 млн лет; 3) область зонального метаморфизма, развитая вдоль границы Карельского массива и Беломорского пояса, — 1780–1750 млн лет (см. рис. 3.9). Эту своеобразную волну тектонометаморфических преобразований можно бы было связать с последовательным перемещением «горячих» гранулитовых аллохтонов с северо-востока на юго-запад. Однако рассмотрим эти данные с иных позиций.

U-Pb возраст титанита характеризует время закрытия его изотопной системы при остывании пород ниже 600 °С. U-Pb возраст метаморфогенного циркона чаще показывает более древние цифры, а датировки относительно низкотемпературного рутила оказываются наиболее молодыми. Другими словами, датированные минералы отражают регрессивную последовательность метаморфических процессов при скоростях остывания пород от 2 до 6 °С за миллион лет. Следовательно, возрастные интервалы, полученные по датировкам титанита для различных зон, характеризуют не прогрессивные, а регрессивные (завершающие) стадии метаморфизма и должны рассматриваться в связи с эксгумацией и перемещением глубинных пород в более низкотемпературные уровни коры.

Некоторые сведения о глубинном строении

В настоящее время на основании комплексной интерпретации геолого-геофизических данных создана модель строения земной коры для северо-западной части Беломорско-Лапландского пояса, отражающая его покровно-надвиговое строение [Минц и др., 1996]. Для юго-восточной части пояса столь детальные сведения отсутствуют. Сложности геолого-геофизических интерпретаций для этой территории связаны с неоднозначным ее картографическим отображением разными авторами, а также с относительно однородным петрофизическим составом структурно-вещественных комплексов.

Согласно данным [Сейсмическая модель..., 1997; Строение земной коры..., 1983; Шаров, 1993], в гравитационном поле Беломорскому поясу соответствует моногеничная положительная аномалия с центром в районе Соловецких островов. Юго-западная граница пояса фиксируется по зоне максимального градиента силы тяжести. Интенсивность беломорской аномалии ступенчато понижается в северо-западном направлении одновременно с увеличением мощности земной коры от 30 км, в районе Соловецких островов, до 40 км, в Ёнском районе. В основании коры присутствует зона «коромантийной смеси» со скоростью продольных волн 7,0–7,4 км/с и плотностью 3,0–3,2 г/см^3. В пределах всего Карело-Кольского региона мощность гранитно-метаморфического слоя изменяется от 7 до 15 км, при этом минимальные мощности соответ-

ствуют Беломорскому поясу. Граница Мохо по направлению от Кольского массива к западу последовательно заглубляется, достигая 40–49 км вдоль западного ограничения беломорид [Митрофанов и др., 2002].

Важные сведения о составе и эволюции пород нижней коры Беломорской области несут в себе ксенолиты глубинных пород, вынесенные на поверхность в дайках и трубках взрыва девонского возраста. Согласно данным В.Р. Ветрина [2002], трубка взрыва о-ва Еловый, расположенного в вершине Кандалакшского залива, содержит крупные включения гранатовых гранулитов. В их состав входят: гранат (45 %), клинопироксен (10 %), плагиоклаз (38 %), кварц (3 %), ортоклаз (0,5), скаполит (3 %), магнетит, сфен, циркон и рутил. Гранулиты характеризуются нерадиогенным изотопным составом неодима с $\varepsilon_{Nd}(0)$ до -26,9. На основании радиоизотопных исследований было установлено, что время образования протолита гранулитов соответствует интервалу 2,6–2,4 млрд лет, гранулитовый метаморфизм проявился 2,1–2,0 млрд лет назад, мигматизация пород имела место в период 1,9–1,7 млрд лет [Ветрин, 2002]. Эти данные показывают, что в основании Беломорского пояса сохранились ассоциации палеопротерозойских гранулитов, испытавших переработку на свекофеннской стадии. Существуют предположения, что породы с признаками палеопротерозойского гранулитового метаморфизма образуют сплошной «ксенолитовый» слой мощностью около 30 км, составляющий нижнюю эклогит-гранулитовую часть коры Беломорско-Лапландской области [Минц, Берзин, Бабаянц и др., 2002].

Важным шагом в изучении глубинного строения коры Беломорской области явились комплексные геолого-геофизические работы с использованием сейсмопрофилирования МОВ-ОГТ, выполненные ФГУ ГНПП «Спецгеофизика», вдоль геотраверсов 1-ЕВ и 4В (рис. 3.10) [Глубинное строение..., 2001, 2004]. Материалы по субмеридиональному профилю 1-ЕВ (МОВ ОГТ) характеризуют продольное сечение Беломорского пояса. Анализ волнового поля данного профиля с привлечением данных скоростного моделирования позволил выделить три слоя [Андреев, Миллер, 1999] (сверху вниз): 1) слой с сильно дифференцированным волновым полем и интенсивными отражениями (6–14 км); 2) слой слабых отражений (11–22 км); 3) слой отражений средней интенсивности, рассматриваемый как коромантийная смесь (кровля слоя расположена на глубинах 25–27 км). Поверхность Мохо отмечается только в районе пос. Чупа — пос. Лоухи на глубине 33–35 км.

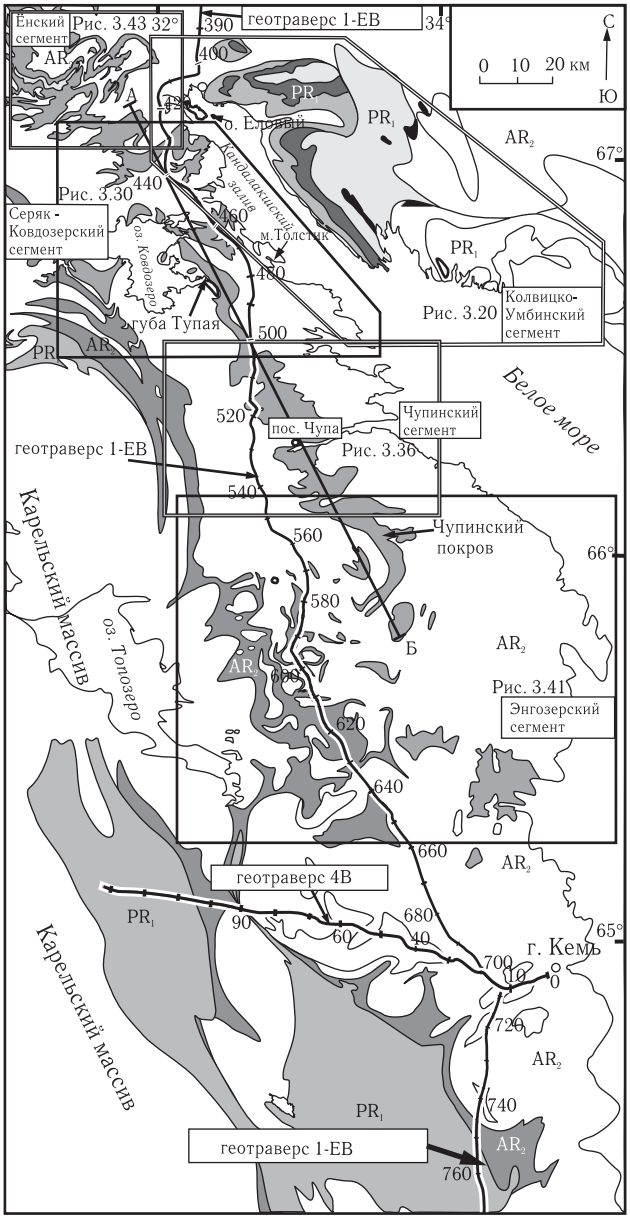


Рис. 3.10. Схема, показывающая местоположение участков детальных работ, а также геотраверсов 1-ЕВ и 4 В

Разрезы по линии А–Б и вдоль геотраверса 1-ЕВ показаны на рис. 3.11. Пояснение геологических контуров см. на рис. 3.4

Детальную информацию о тектонике верхней части современной коры беломорид дает структурный разрез по профилю 1-ЕВ (МОВ ОГТ), составленный по методике дифференциального суммирования (МДС) (рис. 3.11, Б). Этот разрез отражает полого расслоенный рисунок волнового поля. На фоне расслоенных доменов обособлены «гомоген-

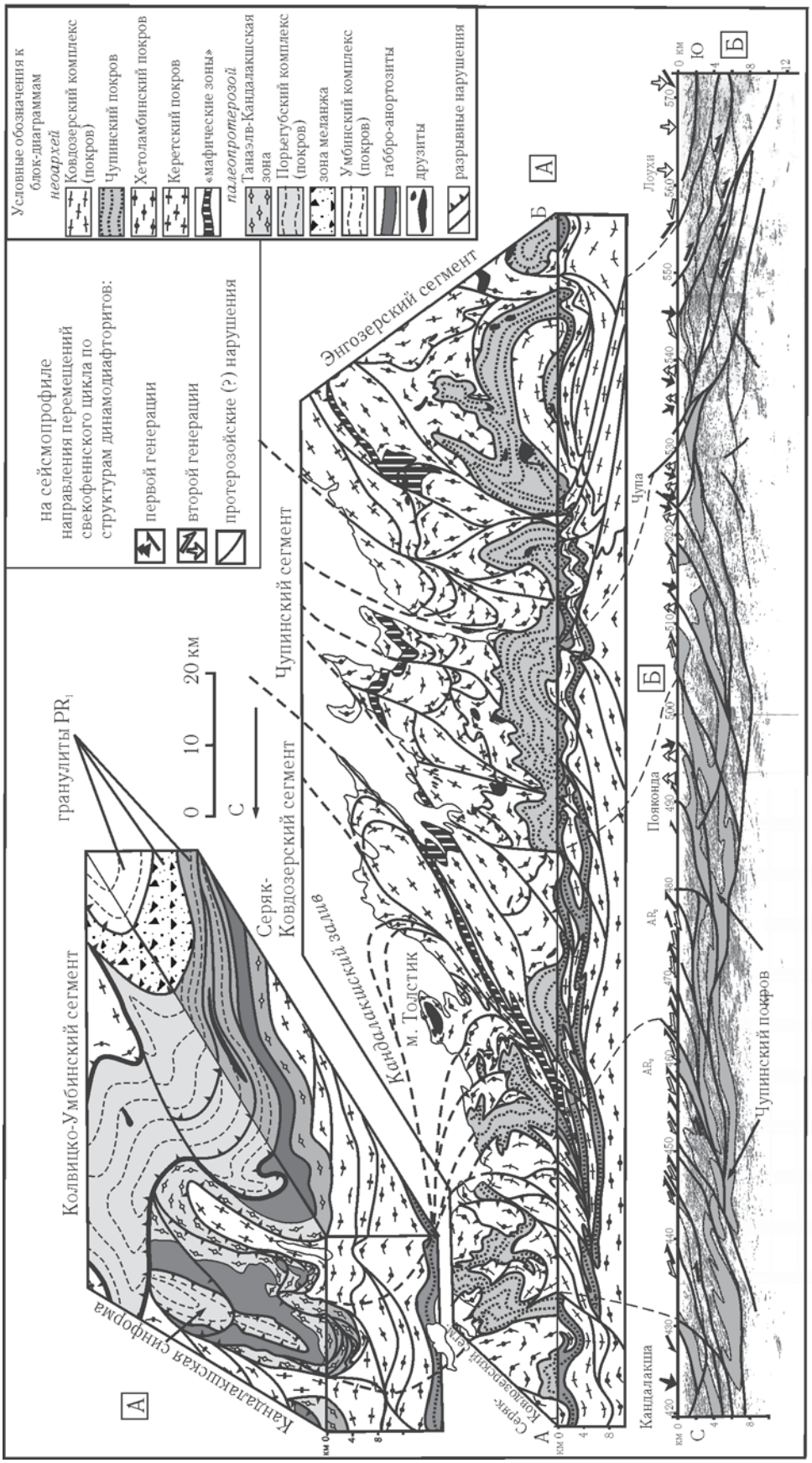


Рис. 3.11. Блок-диаграммы, иллюстрирующие покровно-складчатое строение юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса (составлены на основе интерпретаций сейсмопрофиля 1-ЕВ, а также данных: [Балаганский и др., 1986; Миллер, 2002; Миллер и др., 1995, 2002; фондовые материалы]; положение разреза по линии АБ см. на рис. 3.10) (А) и структурный разрез по профилю 1-ЕВ (МОВ ОГТ) (составлен по методике дифференцированного суммирования — МДС — В.М. Ступаком); местоположение профиля см. на рис. 3.10 (Б)

ные» (однородные волновые поля) и сейсмически прозрачные объемы, которые, по-видимому, соответствуют областям гранитизации или развития интрузивных пород. Согласно методическим разработкам, отражающие элементы кристаллической коры могут быть обусловлены следующими геологическими объектами: 1) маломощными прослоями амфиболитов, 2) интрузиями мафит-ультрамафитов, 3) толщами основных гранулитов, 4) тонко расслоенными тектонитами [Берзин и др., 2001; Минц, Ступак, 2001, 2002]. Совокупность этих элементов отражает структурный облик кристаллической коры. Существуют также мнения, что расслоенность является следствием изменений физического состояния пород на разных глубинах [Митрофанов, Пожиленко и др., 2002].

Геолого-структурные данные вдоль профиля 1-ЕВ указывают скорее на тектоническое происхождение пологих отражений. Главные литологические комплексы беломорид в волновых полях выражены очень слабо. В качестве маркера на профиль нанесены чупинские гнейсы (см. рис. 3.11). При этом учитывались характер залегания и размещения данных образований на поверхности, а также, по-видимому, соответствующий чупинскому комплексу сейсмический образ пластинообразных и линзовидных объемов с отражениями относительно слабой интенсивности по отношению к обрамляющим комплексам. В качестве разрывов были выделены резкие и протяженные границы, разделяющие домены с различными отражающими свойствами, а также разного рода нарушения структурного рисунка сейсмических отражений.

Области, насыщенные отражающими площадками, в целом имеют линзовидно-петельчатый структурный рисунок. Отражающие горизонты нередко образуют пологие складки и куполообразные структуры, облекая сейсмически прозрачные (гранитоидные?) ядра. Последние, по-видимому, соответствуют мигматит-гранитным куполам, формирование которых в большей части можно соотнести с позднеколлизионными процессами неоархея. Густо развитые системы пологих коротких отражений скорее всего характеризуют элементы первичной стратификации и тектонической расслоенности, связанной с более ранними стадиями ребольского цикла. Соответственно нарушения, секущие ранние системы отражений и «прозрачные купола», вероятно, имеют палеопротерозойский возраст. Данные разрывы обычно имеют листрическую морфологию и выполаживаются вниз по разрезу, приспосабливаясь к пологим сейсмическим отражениям. Эти нарушения не следует воспринимать как единственное проявление постархейских дислокаций. Как будет показано ниже, свекофеннские деформации имеют объемный характер и часто проявляются вдоль поверхностей более раннего структурообразования.

С северного конца профиля до Чупинского сегмента (520 км) преобладает общее погружение систем отражений в северных румбах. Южнее пос. Чупа ситуация меняется — преобладают падения в южных направлениях вплоть до краевой части Карельского массива. Этому правилу подчиняются и системы палеопротерозойских нарушений. Данная ситуация интерпретировалась как результат продольного пересечения винтообразных поверхностей, составляющих плоскости раннего покровообразования [Андреев, Миллер, 1999; Миллер, 2002]. Однако по отношению к поздним нарушениям эта версия не подходит.

В дальнейшем будет обосновано, что вариации залеганий палеопротерозойских разрывов, а также различные типы структурных ансамблей, сменяющих друг друга вдоль и вкрест простирания, определяются дискретными процессами структурообразования и тектонической сегментацией Беломорского пояса на свекофеннской стадии. Для иллюстрации пространственной позиции палеопротерозойского ансамбля структур приводятся блок-диаграммы, составленные на основе интерпретаций профиля 1-ЕВ и геологического картирования (рис. 3.11, А). Они отражают структурно неоднородное (сегментированное) строение Беломорского пояса, а также отсутствие единой моновергентной системы свекофеннских покровов. Вместо последних наблюдается сочетание различно ориентированных чешуйчатых надвигов, линейных систем нарушений и сопряженных с ними складчато-надвиговых структур. При этом весь ансамбль демонстрирует некоторую закономерность размещения по отношению к аллохтонным пластинам Колвицко-Умбинских гранулитов.

Вдоль профиля 1-ЕВ были проведены структурно-кинематические исследования. На основании изучения свекофеннских тектонитов были выявлены направления тектонических перемещений двух кинематических стадий: ранней, имеющей главное структурообразующее значение, и более поздней (см. рис. 3.11, Б). При сопоставлении этих данных со структурным рисунком волновых полей в обрамлении палеопротерозойских разрывов, была отмечена их хорошая сходимость. Надвиговые перемещения, выявленные на поверхности, находят отра-

жение в структурах торошения (дуплексы сжатия), а также в характерных принадвиговых изгибах и смещениях отражающих площадок. Сбросовые перемещения в глубинных срезах проявляются в развитии дуплексов растяжения и соответствующих смещений. Таким образом, реальность сейсмического образа среды по разрезу 1-ЕВ подтверждается структурно-кинематическими данными.

* * *

Геолого-геофизические данные показывают, что Беломорский пояс характеризуется тектонической расслоенностью, которая формировалась на протяжении ряда тектонометаморфических циклов: субдукционно-коллизионного ребольского, рифтогенного селецкого и свекофеннского коллизионного. Важную роль в формировании пояса играли системы пологих тектонических нарушений, развивавшихся в различных динамических условиях. Палеопротерозойские структуры в пределах данной области отражают сегментированное строение пояса, связанное с дискретными процессами деформаций и сложными тектоническими перемещениями (см. рис. 3.11). В палеопротерозое многие метаморфические комплексы данной области размещались на уровне нижней–средней коры и испытывали постепенную эксгумацию. На ранних стадиях эти процессы развивались в результате рифтогенного растяжения и гравитационного коллапса Беломорского орогена (селецкий цикл), на поздних — в процессе общей коллизии (свекофеннский цикл). Условия формирования комплекса друзитов и сведения о нижнекоровых ксенолитах показывают, что мощность «беломорской коры» к началу протерозоя достигала 60 км. Учитывая ее современную мощность (30–49 км), можно отметить, что коровый слой Беломорской зоны испытал почти двукратное утонение. Деструкция архейской коры в палеопротерозое, вероятно, сопровождалась ее наращиванием и магматическим подслаиванием снизу (anderplating). В смежных с данным поясом палеопротрозойских вулканогенно-осадочных прогибах детритовый материал, соответствующий беломорским комплексам, отсутствует [Леонов М., Колодяжный и др., 1998; Терехов, 2003; Daly et al., 2001]. Следовательно, рассматривая причины утонения коры, можно пренебречь фактором атмосферной эрозии. Соответственно необходимо использовать модель тектонической эксгумации беломорских комплексов.

Несколько обособленную позицию занимают Лапландско-Колвицкие гранулиты, имеющие признаки ювенильных островодужных образований, формировавшихся в позднем палеопротерозое. Остается загадкой, каким образом данные образования оказались на уровне нижней коры и как впоследствии были эксгумированы? На этот счет существует немало геодинамических моделей, основанных на механизмах тектоники плит и внутриплитной тектоники (см. главу 2). Каждая из них имеет свои достоинства в методах обоснования, но многим из них не хватает конкретных структурно-кинематических данных.

3.2. Палеопротерозойские структурно-вещественные и кинематические парагенезы Беломорско-Лапландского пояса

В процессе структурно-кинематических исследований в области Беломорско-Лапландского пояса решались следующие задачи: 1) изучение рядов структурно-вещественных преобразований метаморфических комплексов; 2) выявление общих особенностей структурно-вещественных и кинематических парагенезов, а также последовательности их формирования; 3) рассмотрение структурно-кинематических парагенезов конкретных участков и составление кинематических схем. В этом разделе приводятся материалы, касающиеся первых двух задач.

3.2.1. Ряды структурно-вещественных преобразований метаморфических комплексов

При изучении деформационных структур метаморфических комплексов большое значение имеет их генетическая связь с синкинематическими вещественными образованиями (тектонитами), имеющими возрастные датировки. Изучение разновозрастных тектонитов позволяет получить динамические характеристики для определенных тектонических этапов, а также проводить корреляцию структур на обширных площадях. При массовых наблюдениях далеко не во всяком обнажении известны изотопные возрасты тектонитов. Поэтому часто приходится опираться на минерально-структур-

ный облик данных образований и последовательность их проявления. Ниже приводятся сведения о ступенях структурно-вещественных преобразований некоторых типов пород, необходимые для идентификации тектонитов.

Стадии структурно-вещественных преобразований гнейсов чупинской толщи

Глиноземистые гнейсы чупинской толщи выступают в роли важнейшего вещественного комплекса, маркирующего главные структурные элементы Беломорского пояса. Они чаще рассматриваются как полиметаморфические образованиями, испытавшие целый ряд последовательных структурно-вещественных преобразований. На основании анализа опубликованных материалов [Балаганский и др., 1986; Бибикова и др., 1999; Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Мыскова и др., 2000; Ручьев, 1998 а,б, 2000, 2001; Седова и др., 1996; Bibikova et al., 2001] и собственных наблюдений предлагается следующая последовательность структурно-вещественных преобразований этих пород.

Первая стадия. В качестве наиболее ранних образований в составе чупинской толщи отмечаются так называемые «сухие» гранат-биотитовые гнейсы, слагающие небольшие участки и реликтовые линзы. Для них характерны парагенезис Гр + Би + Пл + Кв, а также мелкозернистые гранобластовые структуры и слабосланцеватые текстуры. Время метаморфизма данных пород: 2850–2760 млн лет. Метаморфизм развивался при снижении P-T параметров: температура изменялась от 630 до 525 °С, давление, в начале процесса превышавшее 8 кбар, уменьшалось до 5,3 кбар.

Вторая стадия. Последующие преобразования были самыми интенсивными, обусловив формирование наиболее широко развитых породных ассоциаций. Они проходили в условиях высокобарического метаморфизма гранат-кианит-микроклиновой субфации амфиболитовой фации. В результате сформировались среднезернистые отчетливо сланцеватые и полосчатые кианит-гранат-биотитовые гнейсы. Минеральный парагенезис данных пород представлен Ки + Гр + Би ± ± Кпш + Пл + Кв и характеризует аллохимический метаморфизм с параметрами T = 700–850 °С, P = = 8,5–12 кбар. На микроуровне преобладают лепидогранобластовые структуры, на фоне которых обособлены нематобластовые зонки упорядоченно ориентированных тонких кристаллов кианита. Ориентировка минералов подчинена сланцеватости, которая формировалась при интенсивных сдвиговых деформациях. Формирование данных пород связывается с коллизионной стадией ребольского цикла.

Третья стадия. Породы этой стадии по составу близки предшествующим образованиям, но отличаются от них интенсивными процессами метаморфической дифференциации (развитие композиционной полосчатости, крупных порфиробласт кианита и граната). Данные породы формировались за счет гнейсов второй стадии в рамках единого ребольского тектонометаморфического цикла при T = 615 °С, P = 6,5 кбар. Они более локализованы и выполняют крупные зоны сдвиговых деформаций и флюидно-термальной проработки.

Четвертая стадия. Минеральные преобразования этой стадии часто проходили в условиях кислотного выщелачивания и контролировались мощными зонами сдвиговых деформаций. Метасоматоз характеризовался повышенном потенциалом K и Na с накоплением этих элементов в результате кристаллизации Мус и Олиг. В результате образуются характерные двуслюдяные гнейсы, обладающие крупнозернистыми лепидобластовыми структурами и линзовидно-полосчатыми текстурами. Главным признаком данных пород является развитие чешуек мусковита, составляющего главный фон минерального парагенезиса: Мусс ± Ки ± Гр + Би + Пл + + Кв. Породы этой стадии формировались в условиях кианит-мусковитовой субфации: T = 590 °С, P = 5,8 кбар (иногда T = 700–720 °С, P = 7–7,5 кбар). Метасоматические преобразования этого типа охватывали как чупинские гнейсы, так и обширные ореолы в их обрамлении. Данные образования рассматриваются как свекофеннские метаморфиты, так как они накладываются на комплекс друзитов (2,45–2,35 млрд лет) и генетически связаны с пегматитами мусковитовой формации. U-Pb возраст титанита данных пород 1870–1840 млн лет.

Пятая стадия. Породы этой стадии формировались субсинхронно с предшествующими преобразованиями, либо несколько позже, на заключительном этапе свекофеннского цикла. Они представляют собой грейзеноподобные породы с крупнозернистой структурой, сложенные линзовидно-петельчатым агрегатом кварца и мусковита с реликтовыми включениями более ранних минеральных ассоциаций (Гр, Ки, Би). Данные образования отмечаются среди двуслюдяных гнейсов в виде линз и маломощных зон; пространственно и генетически они связаны с жилами пегматитов мусковитовой формации (1,90–1,85 млрд лет). В рассматриваемых породах ярко проявлены реакции диафторического замещения: Гр → Хл + Бт + Сер + Кв; Бт → Хл + Сер; Ки → Сер, покисление и серецитизация плагиоклаза. Эти реакции имеют деформационную природу и связаны с развитием сланцеватости, C-S-структур, минерально-агрегатной линейности, структур вращения порфиробласт и катаклаза. Вокруг диафторированных зерен граната появляются асимметричные кластические хвосты и тени давления кварц-хлорит-серицитового состава. Процессы диафтореза охватывают также обширные ареалы развития практически всех других образований беломорского комплекса.

Рассмотренная выше последовательность структурно-вещественных преобразований являлась ре-

перной шкалой в оценке времени проявления деформаций. В контексте данной работы наиболее важны характеристики пород четвертой и пятой стадий, поскольку они характеризуют свекофеннские процессы. Структурные особенности данных пород позволяют рассматривать их как тектониты. Минеральные преобразования в этих породах имеют регрессивную направленность, отражая процессы динамодиафтореза, сопровождавшиеся формированием хорошо развитых структур — кинематических индикаторов. *Таким образом, индикаторами проявления свекофеннских деформаций являются следующие тектониты (динамодиафториты): двуслюдяные гнейсы, грейзеноподобные породы и образования, несущие признаки динамодиафтореза.*

Стадии структурно-вещественных преобразований в областях ультраметаморфизма

Комплексы, составляющие Беломорско-Лапландский пояс, часто подвержены процессам ультраметаморфизма и многофазной мигматизации. Большая часть этих преобразований связана с ребольским тектонометаморфическим циклом, что позволяет распознавать более поздние структурно-вещественные парагенезы по характеру их наложения на ультраметаморфиты. Однако это не строгий критерий. К примеру, некоторые массивы друзитов, подверженные мигматизации, рассматривались как архейские образования, но при последующих геохронологических исследованиях оказывалось, что они имеют палеопротерозойский возраст (например, массив Жемчужный [Балаганский и др., 1986, 1997]). В пределах Беломорско-Лапландского пояса проявления ультраметаморфизма установлены и в палеопротерозое [Глебовицкий и др., 1996; Каулина, 1996; Минц и др., 1996; Bogdanova et al., 1993]. Однако эти процессы относительно локальны.

Хорошо изученным примером формирования структурно-вещественного ряда ультраметаморфитов является комплекс пород Ковдозерского сегмента в районе губы Тупой. Породные ассоциации, составляющие этот ряд, датированы U-Pb методом по циркону [Бибикова, Шельд и др., 1993], а их структурные соотношения и вещественные характеристики подробно рассмотрены в: [Балаганский и др., 1990; Глебовицкий и др., 1993; Седова и др., 1996; Lobach-Zhuchenko et al., 1998]. В пределах исследованного участка отмечается следующий возрастной ряд пород.

1. Биотит-гранатовые гнейсы (2,85 млрд лет), амфиболиты, кристаллические сланцы и прорывающие их метагаббро (2,69 млрд лет) в гранулитовой фации метаморфизма.

2. Мигматиты первой стадии имеют тоналитовый состав и представлены послойными и сетчатыми морфологическими типами (2,639 млрд лет). Они образуют четыре структурные генерации жил. Ранним мигматитам свойственна тонкая полосчатость, а более поздним — грубая полосчатость и ветвистая морфология.

3. Мелкие тела тоналитов и дайки трондьемитов, секущие ранние мигматиты.

4. Мигматиты второй стадии образованы пятью генерациями жил (2,5 млрд лет). Ранние мигматиты представлены тонкополосчатыми жилками плагиогранитного состава, поздние — калишпатовыми гранитами сложной сетчатой морфологии. Самыми поздними являются жилы гранитов с порфиробластическими структурами.

5. Калиевые граниты А-типа, развитые в виде мощных даек и небольшого интрузивного тела (2,45 млрд лет). Для них характерно развитие крупных идиоморфных порфирокласт калиевого полевого шпата, а также их агрегатов, образующих веретенообразные обособления — синкинематическую линейность транспорта. Породы часто имеют флазерные, очковые и карандашные текстуры, подчиненные четкой тектонической ориентировке. Как будет показано ниже, структуры этих пород отражают элементы селецких тектонических процессов и наложенных на них свекофеннских преобразований.

На основании петрологических данных было показано, что данный ряд ультраметаморфитов составляет единую последовательность тектонометаморфических преобразований и характеризует огромный отрезок времени (2,7–2,45 млрд лет) [Седова и др., 1996]. Эти структурно-вещественные преобразования являются тектонотипичными и позволяют распознавать ультраметаморфиты архейского и палеопротерозойского возраста. Если неоархейским процессам свойственно формирование пород тоналит-плагиогранитного состава, то с переходом к палеопротерозою существенную роль начинают играть калишпатовые граниты, имеющие ряд структурных особенностей.

Стадии структурно-вещественных преобразований магматических пород селецкого цикла

В пределах Беломорско-Лапландского пояса широко распространены мелкие массивы палеопротерозойских мафит-ультрамафитов (комплекс друзитов — 2,45–2,35 млрд лет). Они выступают в роли реперной структурно-вещественной ассоциации, по отношению к которой проводится оценка

последовательности проявления тектонометаморфических процессов. Рассмотрим последовательный ряд вторичных преобразований данных пород.

1. Позднемагматические и автометаморфические преобразования друзитов находят отражение в формировании ранних коронарных структур: на границах оливина и плагиоклаза формируются каймы орто- и клинопироксена; первичный ортопироксен окаймлен агрегатами клинопироксена и граната. Формирование таких структур отражает процессы глубинного становления пород в высокобарических условиях.

2. Последующие метаморфические преобразования отражаются в появлении более низкотемпературных коронарных структур: гранатсодержащих и амфиболовых оторочек.

3. Многие массивы друзитов обрамляются шлейфами гранатовых амфиболитов, в пределах которых первичные магматические минералы замещаются метаморфическими. Внутренние зоны амфиболитовых оболочек характеризуются развитием ассоциации Гр + Рог + + Пл ± Кв, внешние — Рог + Пл ± Бт ± Кв. Возрастная позиция гранатовых амфиболитов не всегда понятна. По тектоническим ориентировкам линейности и сланцеватости они часто связаны со свекофеннскими преобразованиями.

4. Метаморфические преобразования поздних стадий свекофеннского цикла находят отражение в рассланцевании краевых частей массивов, что сопровождается процессами диафтореза и замещения — ранних минералов ассоциациями зеленосланцевой фации метаморфизма (Би, Хл, Акт, Эп, Кв, Алб).

Заметные вторичные структурно-вещественные преобразования отмечаются обычно лишь вдоль границ друзитовых массивов. В их центральных частях чаще сохраняются первичные магматические и коронарные структуры. При отсутствии обнаженных контактов создается впечатление, что друзиты не участвуют в деформациях свекофеннского цикла. Однако это свидетельствует лишь о том, что в реологическом отношении данные породы весьма устойчивы и деформируются как жесткие тела.

* * *

Рассмотренные ряды структурно-вещественных преобразований различных породных ассоциаций являются необходимым элементом при корреляции тектонических процессов. Можно наметить следующий последовательный ряд тектонитов палеопротерозоя: 1) селецкий цикл представлен комплексом друзитов (2,45–2,35 млрд лет), а также связанными с ними калиевыми гранитоидами и мигматитами; 2) начальные стадии свекофеннского цикла отражаются в формировании продуктов аллохимического высокобарного метаморфизма — двуслюдяных гнейсов чупинской толщи, метасоматитов кислотного выщелачивания, мусковитовых пегматитов, узко локализованных мигматитов и оторочек друзитовых массивов — гранатовых амфиболитов; 3) более поздние свекофеннские преобразования представлены наиболее широко во всех породных разностях продуктами динамодиафтореза, поздними пегматитами, а также метасоматитами, в частности, грейзеноподобными породами чупинской толщи. Все породы данного ряда имеют признаки синкинематического формирования и являются составными элементами структурно-вещественных парагенезов.

3.2.2. Общие особенности структурно-кинематических парагенезов

При изучении структурных особенностей Беломорско-Лапландского пояса главное внимание обычно уделялось характеру проявления складчатости. Для различных сегментов пояса выделялось от 4 до 12 этапов деформации, корреляция которых во времени и пространстве была во многом не ясна. Попытки создания единой шкалы структурно-вещественной эволюции беломорид с использованием в целях корреляции отдельных этапов деформации показали, что данная область имеет гетерогенное строение и различные ее сегменты существенно отличаются по характеру структурных парагенезов и последовательности их проявления [Балаганский и др., 1986, 1990; Володичев, 1975, 1990; Горлов, 1967; Пожиленко, 1984; Салье и др., 1985; Сыстра, 1978, 1997; Щипцова, 2000; Шуркин и др., 1962, 1974; Эз, 1970]. Опыт структурных исследований показывает, что при изучении складчато-метаморфических комплексов коррелировать следует в первую очередь тектонометаморфические циклы, а не отдельные этапы деформаций [Миллер, 2002].

В пределах Беломорско-Лапландского пояса принято выделять три тектонометаморфических цикла: ребольский, селецкий и свекофеннский. Последние два палеопротерозойских цикла составляют предмет исследований данной работы.

Главным результатом ребольского цикла явилось формирование покровно-складчатой структуры общего северо-западного простирания. Выделяется несколько структурно-вещественных парагенезов,

которые представлены зонами надвигообразования, связанными с ними лежачими и покровными складками, субслойной сланцеватостью, наложенными складками с крутопадающими осевыми плоскостями [Глебовицкий и др., 1996; Миллер, 2002; Миллер и др., 1995, 2002]. Данные структуры сопоставляются с субдукционной и коллизионной стадиями ребольского цикла. В завершении коллизии проявились купольные структуры, разноориентированные складки и разрывы. К началу протерозоя метаморфические комплексы, наблюдаемые сейчас в составе данного пояса, находились в основании орогена в условиях нижней–средней коры.

Структурно-вещественные и кинематические парагенезы селецкого цикла

Характер тектонического размещения палеопротерозойских магматических образований (массивы друзитов и связанные с ними гранитоиды) позволяет выявить синхронные с ними структурные парагенезы. На основании этого были выявлены системы складок селецкого возраста, которые часто по отношению к ребольским структурам имеют поперечную ориентировку [Миллер и др., 1995; Миллер и др., 2002]. Схема, отражающая расположение друзитовых массивов, показывает, что они образуют цепочки, составляющие линейные и извилистые зоны (рис. 3.12, см. цв. вкл.). Эти зоны маркируют осевые плоскости селецких складок и связанные с ними тектонические нарушения. Этому правилу подчиняются и относительно крупные тела гранитоидов палеопротерозойского возраста. В юго-западной части Беломорского пояса цепи таких массивов, расположенных в ядрах небольших куполов, размещаются на продолжении осей селецких складок, осложняющих комплексы краевой части Карельского массива. Более крупные интрузии этого типа — Топозерская, Витозерская — в соответствии с осями этих складок осложнены выступами и апофизами.

В большинстве случаев зоны селецких складчато-разрывных дислокаций имеют субмеридиональную–северо-восточную ориентировку (см. рис. 3.12). По мере приближения к Лапландско-Колвицкому поясу гранулитов данные зоны теряют линейные очертания и испытывают постепенную переориентировку, приобретая северо-западное простирание. Это происходит на фоне увеличения интенсивности свекофеннских тектонометаморфических преобразований. Исходя из этого, можно предположить, что первичная ориентировка селецких складчато-разрывных зон была преимущественно субмеридиональной–северо-восточной.

В пределах зон складчато-разрывных дислокаций массивы друзитов нередко размещаются в замковых частях складок с вертикальными и горизонтальными осевыми поверхностями. Характерный пример структурной позиции данных образований был изучен в районе пос. Нильмогуба. Здесь была откартирована серия разобщенных массивов лерцолит-габброноритов, образующих протяженные цепи. Составленный разрез показывает, что изначально данные массивы представляли собой единое линейное тело, расположенное в замковой части селецкой складки (рис. 3.13, А). На позднемагматической стадии проявились системы пологих сбросов, маркируемых иногда зонами мигматизации и обусловившими некоторую фрагментацию тела. Свекофеннские деформации привели к развитию надвигов, а также связанных с ними опрокинутых и лежачих складок (см. рис. 3.13, А, Б). Надвиговые перемещения происходили вдоль первичного простирания тела, в результате чего оно было фрагментировано и смято в асимметричные поперечные складки. Во многих случаях такая последовательность структурных преобразований и является причиной формирования разобщенных друзитовых массивов, составляющих вытянутые на многие километры цепи. Однако формы структурного размещения друзитов более разнообразны.

В схематизированном виде характер тектонического размещения магматических пород в пределах селецких зон складчато-разрывных дислокаций отражен на блок-диаграмме (рис. 3.14, А)[1]. Здесь иллюстрируются примеры синкинематического формирования друзитов в зонах пологих сбросов, в замках складок с горизонтальными и вертикальными осевыми плоскостями. Нередко встречаются веретенообразные будины мафитового состава, образующие линейные цепочки в плоскости гнейсовидности и составляющие крупномасштабную линейность транспорта. При этом существенных вто-

[1] На рис. 3.14 и последующих, а также далее по всей работе приняты такие буквенные обозначения: Fрб, Fсл, Fсв — складки ребольного, селецкого, свекофеннского тектонометаморфических циклов соответственно; $C\text{-}S_1$, $C\text{-}S_2$ — C-S-структуры первой и второй генераций свекофеннского цикла; Sрб, Sсл, Sсв — поверхности тектонометаморфической расслоенности (гнейсовидность, сланцеватость и др.) ребольского, селецкого, свекофеннского циклов; Lсл, Lсв — линейность селецкого и свекофеннского циклов; B — шарниры складок; Kz — кинк-зоны; C — плоскость сдвиговых деформаций.

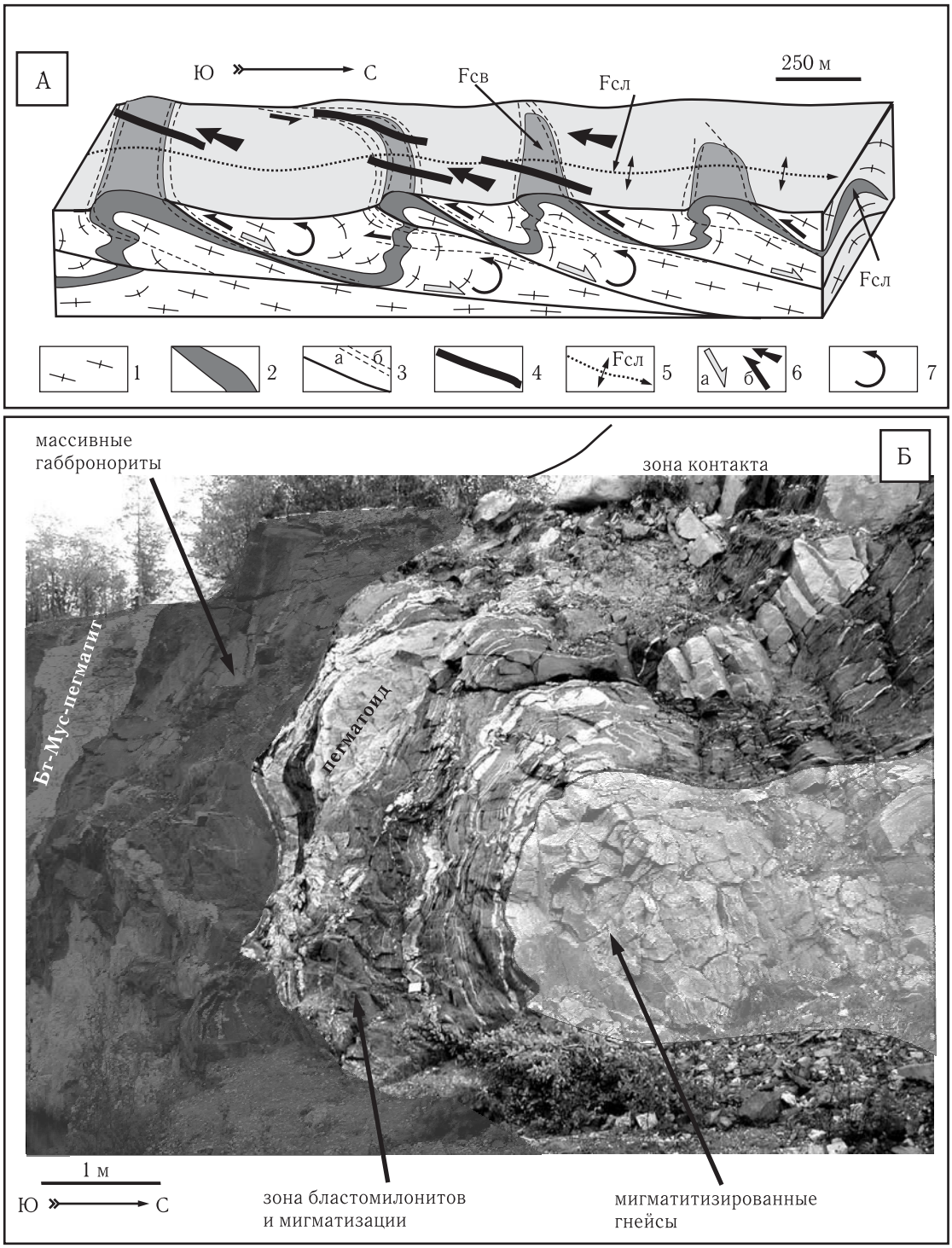
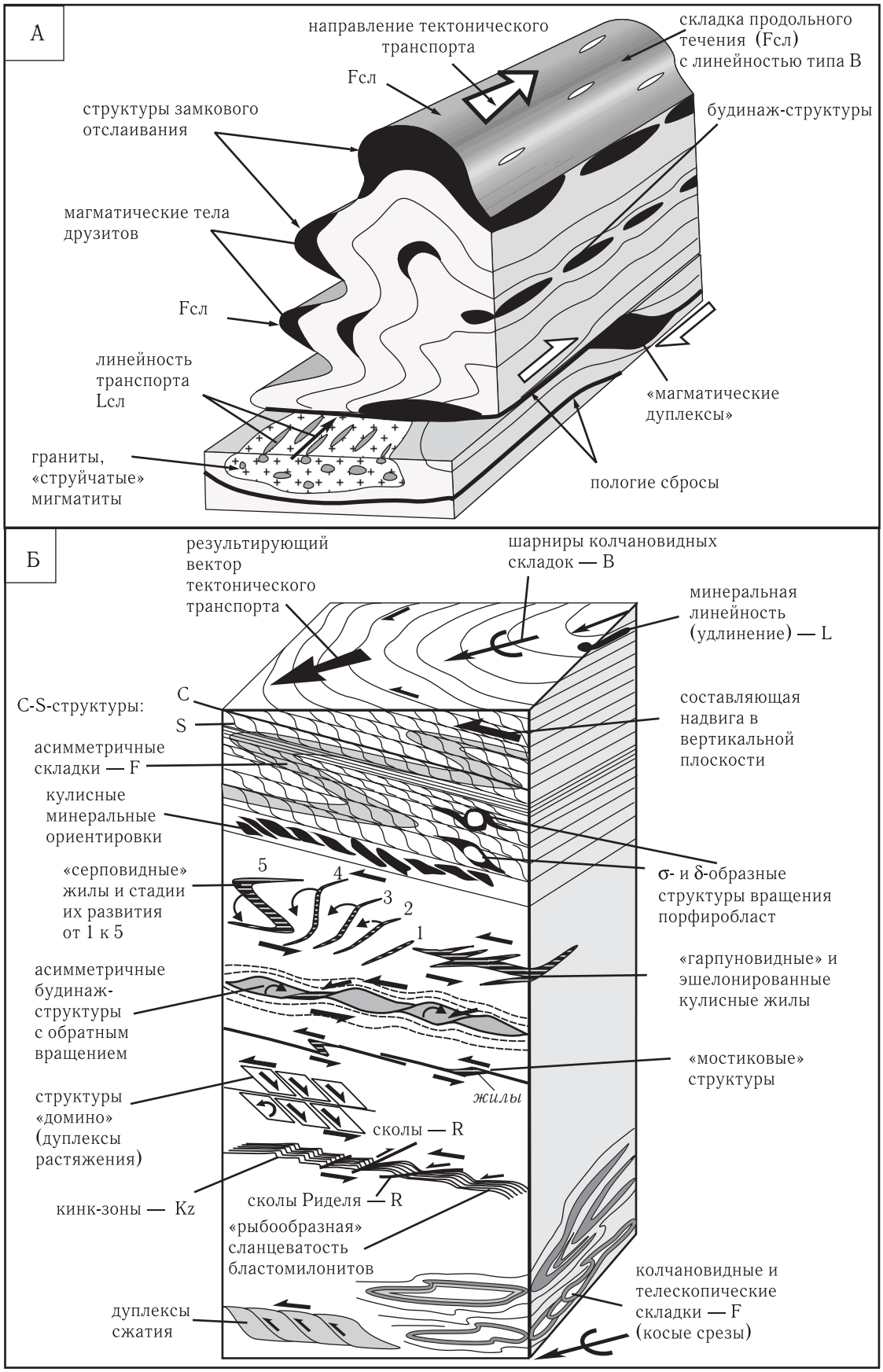


Рис. 3.13. Структурно-кинематические парагенезы селецкой и свекофеннской стадий деформаций в районе пос. Нильмогуба (местоположение см. на рис. 3.12)

А — блок-диаграмма, иллюстрирующая характер тектонического размещения палеопротерозойских габброноритов в замковой части селецкой антиклинали (Fсл), дислоцированной свекофеннскими надвигами и складками (Fсв): 1 — биотитовые гнейсы; 2 — габбронориты; 3 — надвиги (а), зоны рассланцевания и развития C-S-структур (б); 4 — мусковитовые пегматиты; 5 — след осевой поверхности селецкой антиклинали; 6 — направления перемещений селецкой (а) и раннесвекофеннской (б) стадий; 7 — направление вращения.

Б — строение зоны контакта габброноритов и вмещающих гнейсов и осложняющая ее свекофеннская складка с горизонтальной осевой плоскостью (гора Панфилова, стенка карьера)


А
направление тектонического транспорта
Fсл
складка продольного течения (Fсл) с линейностью типа B
структуры замкового отслаивания
будинаж-структуры
магматические тела друзитов
Fсл
линейность транспорта Lсл
«магматические дуплексы»
граниты, «струйчатые» мигматиты
пологие сбросы
Б
результирующий вектор тектонического транспорта
шарниры колчановидных складок — B
минеральная линейность (удлинение) — L
C-S-структуры:
C
S
составляющая надвига в вертикальной плоскости
асимметричные складки — F
кулисные минеральные ориентировки
«серповидные» жилы и стадии их развития от 1 к 5
5
4
3
2
1
σ- и δ-образные структуры вращения порфирobласт
«гарпуновидные» и эшелонированные кулисные жилы
асимметричные будинаж-структуры с обратным вращением
«мостиковые» структуры
жилы
структуры «домино» (дуплексы растяжения)
сколы — R
кинк-зоны — Kz
сколы Риделя — R
«рыбообразная» сланцеватость бластомилонитов
колчановидные и телескопические складки — F (косые срезы)
дуплексы сжатия

ричных структурно-вещественных преобразований в магматических породах не отмечается, в них сохраняются магматические структуры, что свидетельствует о формировании будинаж-структур в процессе кристаллизации расплава. Некоторые тела трапецоидной формы образуют структуры типа «магматических дуплексов» (структурный аналог pull-apart [Тевелев Ал., Тевелев Арк., 1997]).

Связанные с друзитами гранитоиды имеют различные структурные особенности. Часто они представляют собой разновидность мигматитов — эмбрехитов, для которых характерно развитие крупных порфиробласт калиевого полевого шпата, а также их агрегатов, образующих веретенообразные обособления — синкинематическую линейность транспорта (см. рис. 3.14, А). При этом породы имеют флазерные, очковые и карандашные текстуры, подчиненные четкой тектонической ориентировке. Данные граниты постепенными переходами связаны со струйчатыми мигматитами, имеющими сходные линейно-структурные элементы. На основании этих данных был сделан вывод, что линейные структуры гранитоидов связаны с процессами их синкинематической кристаллизации и автометаморфическими преобразованиями.

Вдоль обширной полосы, развитой в юго-западной краевой части Беломорского пояса, широко распространены мелкие купола с чарнокит-эндербитовыми ядрами. Эта область в основном соответствует выходам гнейсов ковдозерского комплекса и имеет антиформную структуру. Согласно данным Е.Н. Терехова [2003], массивы эндербит-чарнокитов в этой зоне формировались в неоархее (2,7–2,6 млрд лет) и в палеопротерозое (2,45 млрд лет). В последнем случае данные породы нередко пространственно ассоциируют с кварц-полевошпатовыми метасоматитами с ленточным кварцем, агрегаты которого вытянуты по падению гнейсовидности. Подобного рода структуры характерны для комплексов «метаморфических ядер», формирующихся в обстановке горизонтального растяжения.

* * *

Магматические породы селецкого цикла имеют признаки становления в синкинематических условиях. Динамические параметры при этом определялись вертикально направленным сжатием (формирование складок с горизонтальными осевыми плоскостями) и субгоризонтальным растяжением, проявившимся в виде пологих сбросов и зон горизонтального течения, складок продольного течения и будинаж-структур (см. рис. 3.14, А). Траектории перемещений горных масс обозначились в появлении линейных зон складчато-разрывных дислокаций меридионального–северо-восточного простирания (см. рис. 3.12). Линейность транспорта, выраженная в палеопротерозойских породах, маркирующих эти зоны, имеет сходную тектоническую ориентировку. По отношению к селецким складкам продольного течения она представляет собой линейность типа «В» (параллельна их шарнирам). Такие соотношения характерны для зон пластических деформаций, где оси складчатых структур и параллельная им линейность ориентированы в направлении тектонического течения горных масс.

Таким образом, в процессе селецкого тектогенеза эволюция метаморфических комплексов Беломорского пояса проходила в условиях нижней–средней коры на фоне растяжения и горизонтального тектонического течения в субмеридиональном–северо-восточном направлении (в современных координатах).

Структурно-вещественные и кинематические парагенезы свекофеннского цикла

Свекофеннские деформации развивались в неоднородной среде, обладавшей определенной структурой. В результате тектоническая анизотропия, сформированная на более ранних стадиях развития, во многом унаследованно повторилась в новообразованных свекофеннских структурах, что сильно затрудняет их идентификацию по геометрическим признакам. Это касается прежде всего крупноранговых складчатых и разрывных структур, анализу которых следует придавать второстепенное значение. Вместе с тем, на мезо- и микроуровнях свекофеннские преобразования проявлены контрастно. Главным их признаком является формирование тектонитов, отражающих регрессивный ряд структурно-вещественных преобразований.

←

Рис. 3.14. Палеопротерозойские структурно-кинематические парагенезы Беломорско-Лапландского пояса: селецкого цикла — характер размещения синкинематических интрузий (2,45–2,35 млрд лет) (А) и свекофеннского цикла (вид в косых срезах) (Б)

В обобщенном виде совокупность свекофеннских структур — кинематических индикаторов, выявленных в пределах Беломорско-Лапландского пояса, — отражена на блок-диаграмме (рис. 3.14, Б). В целом они составляют единый парагенез: асимметричные и колчановидные складки, асимметричные будинаж-структуры, дуплексы сжатия и растяжения, асимметрично построенные жильные образования. Важнейшими элементами этого ряда являются проявления деформаций на микроуровне: C-S-структуры, минеральная линейность, δ- и σ-образные структуры вращения порфирокласт, кулисно построенные минеральные ориентировки. Конкретные пространственные сочетания данных структур и их морфология зависят от многих параметров: P-T условий метаморфизма, вида деформации и реологических свойств пород.

Почти повсеместным распространением пользуются C-S-структуры и связанные с ними структуры вращения, позволяющие реконструировать направления тектонических перемещений. Для выявления последних проводилось изучение этих структур в различных срезах обнажений, в которых устанавливались составляющие перемещений, после чего, путем векторного сложения, реконструировался результирующий вектор тектонического транспорта (см. рис. 3.14, Б). При пологих залеганиях полученный таким путем вектор отражает направление перемещения висячего литона (блока) по отношению к лежачему. Вспомогательным средством анализа являлось изучение ориентировки линейности транспорта, которая теоретически должна располагаться по линии перемещений. В случае минерально-агрегатной линейности, которая может быть представлена ротационным и транспортным типами, требовались специальные наблюдения (см. рис. 3.14, Б).

Для C-S-структур отмечается прямая связь с регрессивными вещественными преобразованиями свекофеннского цикла. Это проявлено в том, что минеральные ассоциации, составляющие свекофеннские динамодиафториты, собственно и образуют данные структуры. Слоистые силикаты (биотит, мусковит, хлорит) размещаются вдоль зонок микросдигов C, маркируют сигмоидально изогнутые поверхности S, которые и показывают составляющую сдвига (рис. 3.15). Регрессивный характер развития этих ассоциаций проявлен в последовательных замещениях: темно-коричневый биотит → зеленый биотит → хлорит + светлая слюда + рутил; гранат → биотит + кварц → хлорит + биотит + кварц; роговая обманка → актинолит + хлорит.

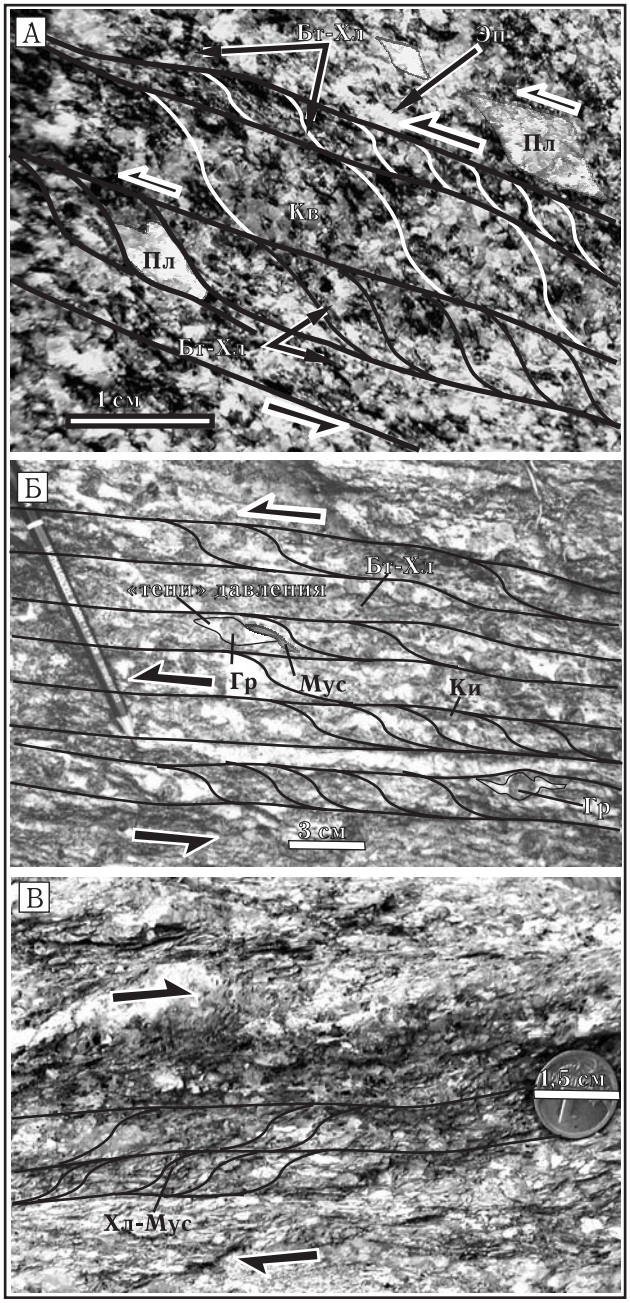


Рис. 3.15. C-S-структуры в породах различного состава, подверженных диафторезу: в биотитовых гнейсах (А), в кианит-гранат-мусковитовых гнейсах (Б), в бластомилонитах и катаклазитах зеленосланцевой фации метаморфизма (В)

В межсдвиговых литонах выделения плагиоклаза испытывают деформацию, рекристаллизацию и покисление, приобретая сигмообразную форму (см. рис. 3.15, А). При этом на микроуровне в зернах олигоклаза вдоль плоскостей внутрикристаллических трансляций отмечается серицитизация и альбитизация. Плагиоклазы основного состава испы-

тывают замещение соссюритом, эпидотом и кальцитом. Вокруг порфиробласт граната появляются асимметричные кластические хвосты и тени давления, составленные тонким агрегатом из продуктов их замещения (биотит, хлорит, кварц) (см. рис. 3.15, Б). При интенсивном развитии этого процесса от ранних выделений граната остаются лишь тени — сигмоидальные линзочки вторичных минеральных агрегатов. На поздних стадиях регрессивных преобразований часто формируются бластокатаклазиты с C-S-структурами, характеризующими хрупкопластическую стадию деформаций (см. рис. 3.15, В).

Морфологические типы C-S-структур разнообразны. При малом содержании в породах пластинчатых силикатов плоскости C имеют линзовидно-петельчатую морфологию, поверхности S редуцируются, но это восполняется сигмоидальной формой порфирокласт, указывающей на составляющую сдвига (рис. 3.16, А). Сложные морфологические типы C-S-структур проявляются в случае нескольких кинематических импульсов сходного знака перемещений (см. рис. 3.16, Б). При этом формируются разноориентированные зонки микросдвигов с C-S-структурами, характер пересечения которых указывает на их субсинхронное развитие. Некоторые микрозоны в таких системах приобретают ступенеобразную морфологию, пересекаются и сливаются с плоскопараллельными C-S-структурами. Случаи такого рода можно интерпретировать как результат проявления единого этапа деформаций, в рамках которого работают механизмы импульсных дислокаций, рефракции и унаследованного развития структур. Более ранние микросдвиги даже при некотором изменении условий деформаций являются областями релаксации последующих напряжений, выступая в роли ослабленных зон.

Наблюдаются многочисленные случаи наложения C-S-структур на более ранние тектониты: мигматиты и сегрегационно-полосчатые гнейсы ребольского цикла (рис. 3.17). При этом развиваются плойчатость, микроскладки и муллион-структуры. Нередко отмечаются случаи срезания ранних C-S-структур более поздними, что служит поводом для выделения их разных генераций (см. рис. 3.17, А). В краевых частях друзитовых тел (2,45–2,35 млрд лет) развитие наложенных C-S-структур сопровождается процессами динамодиафтореза и разложения магматических минералов. Массовые наблюдения такого рода уточняют хронологическую последовательность формирования данных структур.

Более определенно о времени проявления C-S-структур удается судить по их соотношению с пегматитами мусковитовой формации (1,90–1,85 млрд лет). Наиболее поздние жилы данных образований секут C-S-структуры и оказывают на них гидротермально-метасоматическое воздействие (рис. 3.18, А). В случаях полистадийного формирования пегматитовых жил, часто обособлены их разные генерации по характеру соотношений с деформациями. Ранние жилы несут четкие признаки проявления C-S-структур, а более поздние — почти полностью их лишены и имеют пегматоидную структуру (см. рис. 3.18, Б). Пегматиты разных генераций нередко формируют единые жильные тела, в пределах которых наблюдаются резкие и постепенные переходы между дислоцированными и массивными разностями (см. рис. 3.18, В). В генетически связанных с пегматитами породах — мусковитовых двуслюдяных гнейсах и грейзеноподобных образованиях — C-S-

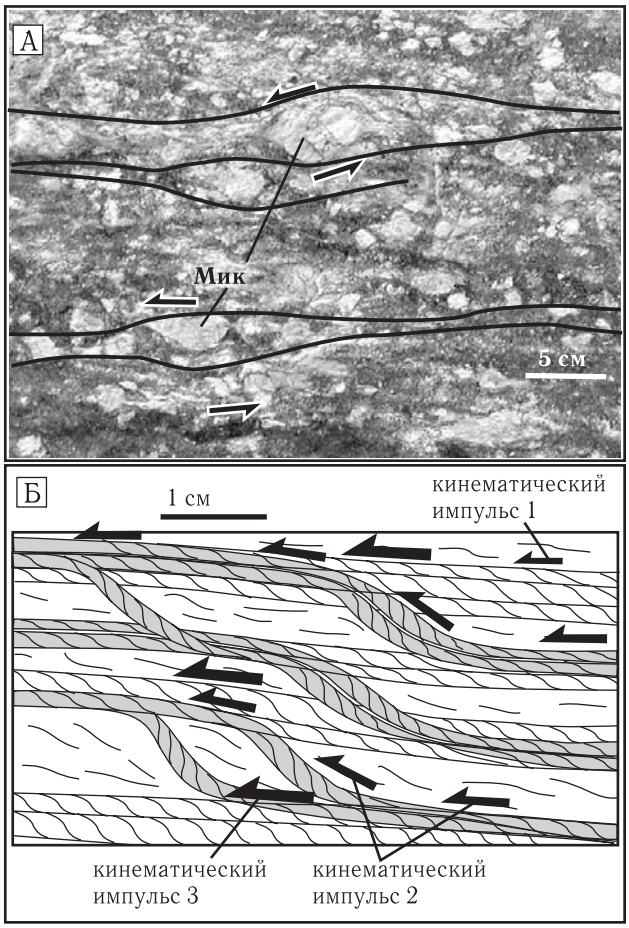


Рис. 3.16. Различные морфологические типы C-S-структур: дискретные линзовидно-петельчатые в порфирокластических гнейсах (А) и ступенчатые, связанные с проявлением нескольких импульсов сходного кинематического знака (Б)

Пояснения см. в тексте

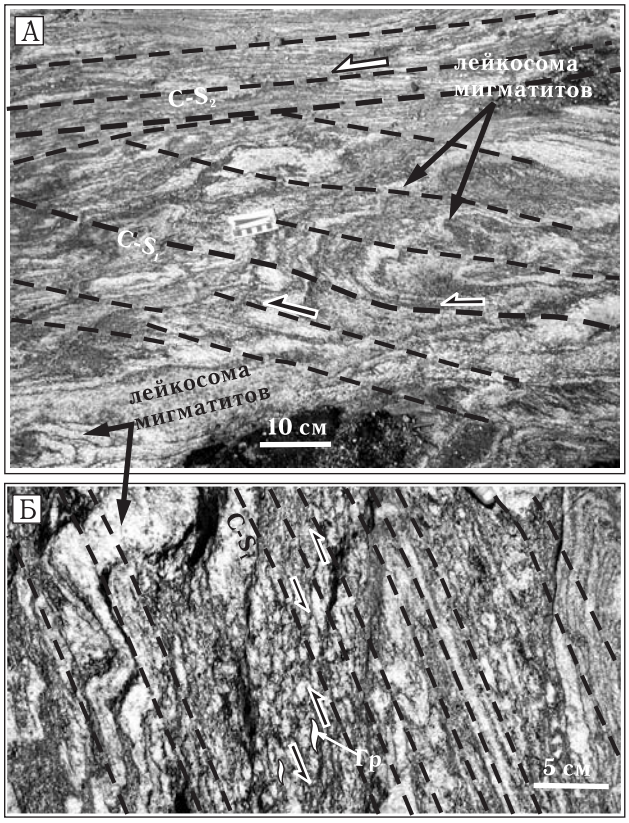


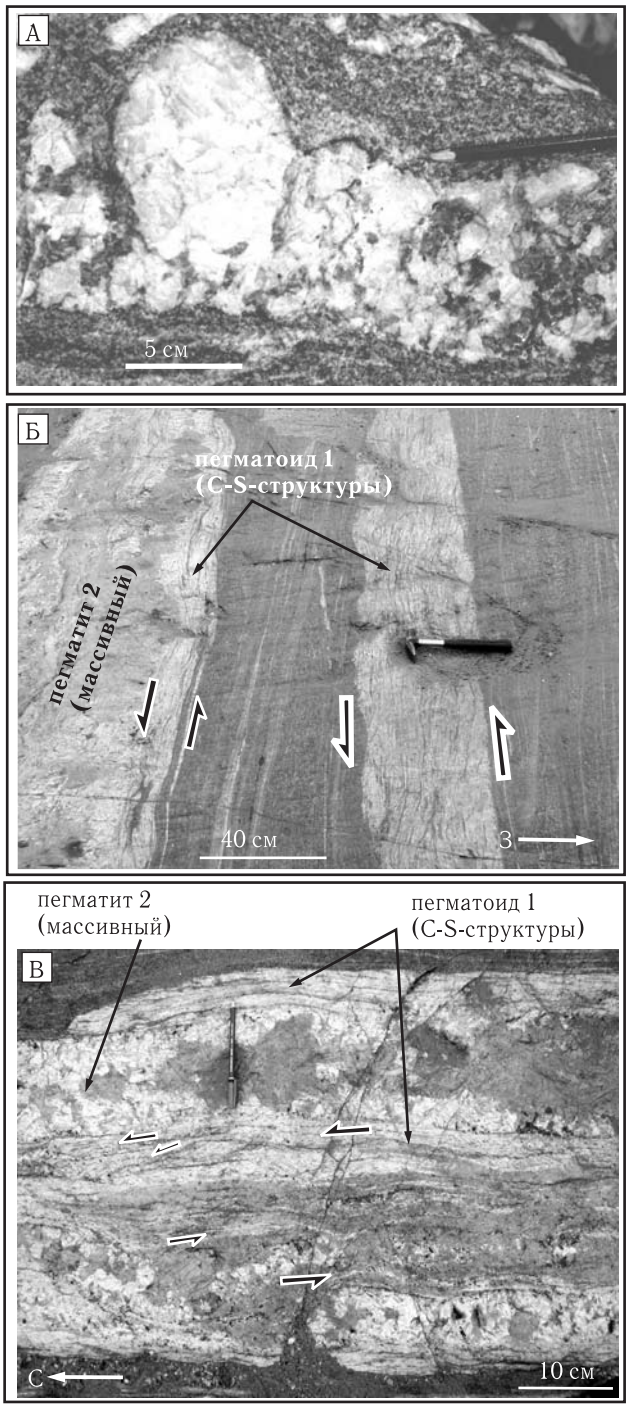
Рис. 3.17. Соотношения C-S-структур с мигматитами ребольского цикла: в гранат-биотит-мусковитовых («ржавых») гнейсах Чупинской толщи, подверженных диафторезу (А) и в хлоритизированных гранат-амфибол-биотитовых тоналито-гнейсах Хетоламбинской толщи (Б)

структуры, как правило, выражены очень хорошо и подчеркиваются ориентировкой мусковита. В целом, эти наблюдения свидетельствуют о субсинхронном проявлении C-S-структур и пегматитов мусковитовой формации, что достаточно определенно свидетельствует о времени формирования данных структур (1,9–1,8 млрд лет назад). Также можно сделать вывод о том, что на протяжении свекофеннского цикла пегматиты формировались в условиях чередования режимов сжатия и декомпрессии.

→

Рис. 3.18. Примеры соотношений C-S-структур свекофеннского цикла с жилами пегматитов мусковитовой формации (1,9–1,85 млрд лет): формирование жилы Бт-Мус-пегматоидов в результате метасоматического прорастания крупных выделений полевого шпата во вмещающие гнейсы с C-S-структурами (А); две генерации жил Мус-пегматитов: синкинематических (пегматоид 1) и посткинематических (пегматит 2) (Б); синкинематические пегматоиды 1 и посткинематические пегматиты 2 образуют единое жильное тело, переходы между разностями как резкие, так и постепенные (В)

Прочие структуры, составляющие данный парагенез, хорошо идентифицируются на основании их пространственных соотношений со свекофеннскими динамодиафторитами и C-S-структурами, а также по ряду морфологических и вещественных признаков. Например, минерально-агрегатная линейность образована минеральными ассоциациями диафторитов. Она часто формируется в результате деформации и разложения порфироб-



ласт предшествующих стадий метаморфизма. Многие свекофеннские структуры по отношению к более ранним своим аналогам имеют черты проявления в условиях снижения пластичности среды. Например, свекофеннские «хрупкопластические» будинаж-структуры (рис. 3.19, А) существенно отличаются от «пластичных» будин ребольского цикла (см. рис. 3.19, Б). Аналогичные данные можно привести в отношении складок, дуплекс-структур и разрывных нарушений. Однако это не строгое правило, так как высокая пластификация локально достигалась и на свекофеннском этапе.

Рассмотренный структурно-вещественный и кинематический парагенез свекофеннского цикла развит почти во всех архейских и палеопротерозойских комплексах Беломорско-Лапландского пояса. Он отличается хорошей сохранностью структур, позволяющей на основании площадных наблюдений реконструировать кинематику тектонических процессов данной провинции.

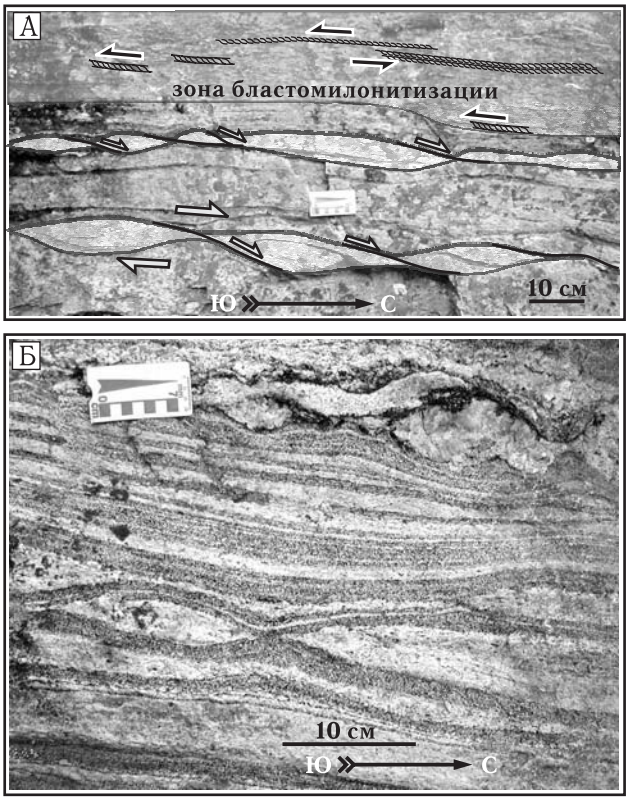


Рис. 3.19. Асимметричные будинаж-структуры свекофеннского (PR_1) тектонометаморфического цикла (А) и симметричные будинаж-структуры ребольского (AR_2) тектонометаморфического цикла (Б)

3.3. Структурно-вещественные и кинематические парагенезы различных сегментов Беломорско-Лапландского пояса

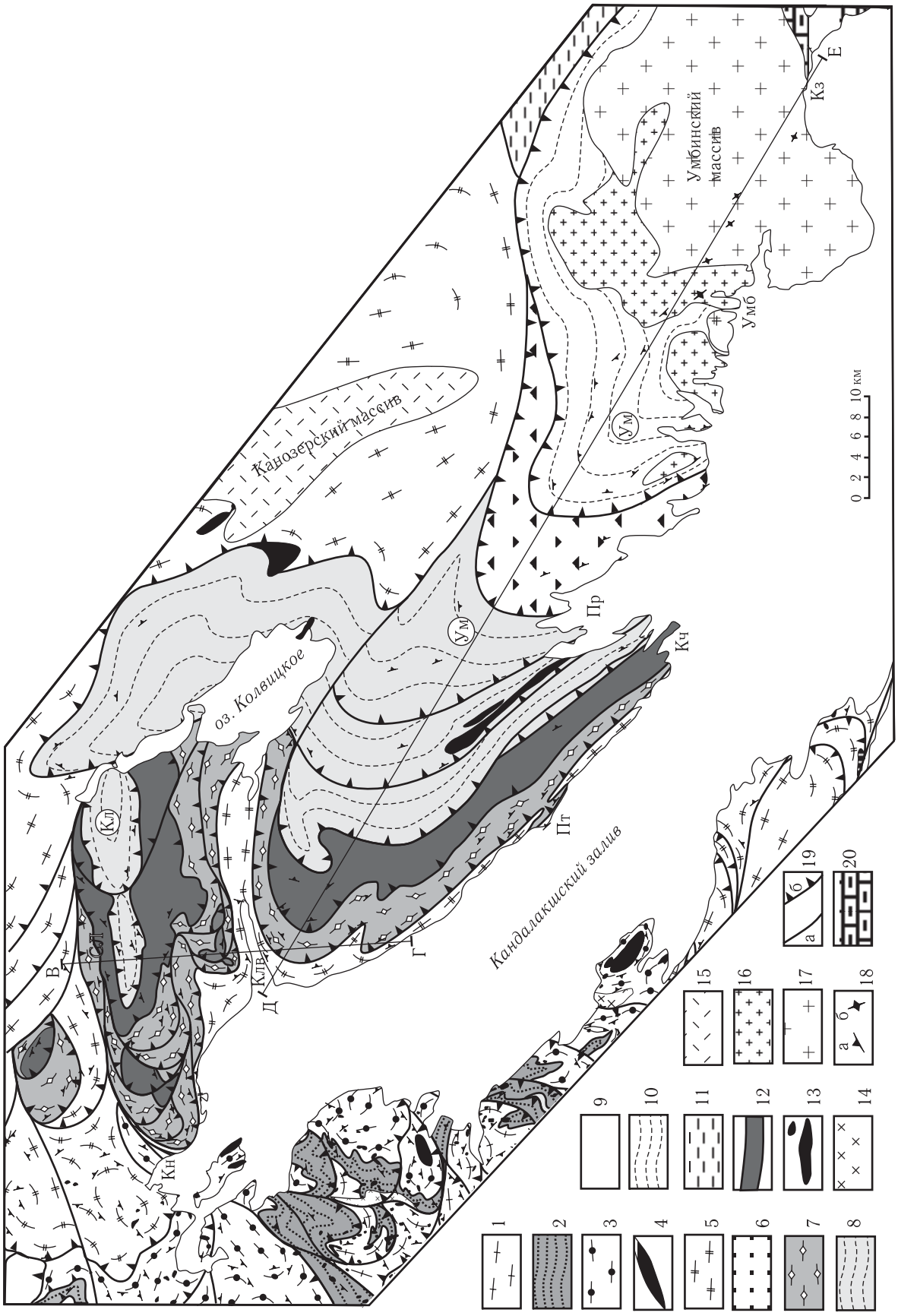
В предыдущих разделах было показано, что Беломорско-Лапландский пояс обладает поперечной структурно-вещественной зональностью, которая в наиболее общем виде выражена в существовании архей-протерозойского Беломорского и палеопротерозойского Лапландско-Колвицкого поясов. Не менее сложная зональность отмечается и в продольном направлении, что проявлено в сегментации пояса на ряд областей, обладающих некоторой спецификой тектонического строения. Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс составлен из Лапландского и Колвицко-Умбинского сегментов (поясов) (см. рис. 3.1). Беломорская зона состоит из Ёнского, Серяк-Ковдозерского, Чупинского и Энгозерского сегментов (см. рис. 3.6, 3.11). Все они отличаются характером тектонического размещения вещественных комплексов и стилем структурообразования. Продольная сегментация Беломорско-Лапландского пояса составляет его важнейшую черту, которую необходимо учитывать при геодинамических реконструкциях. С целью выявления индивидуальных особенностей различных сегментов Беломорско-Лапландского пояса было предпринято изучение ряда ключевых участков.

3.3.1. Колвицко-Умбинский пояс

Колвицко-Умбинский пояс хорошо изучен в геологическом отношении, что отражено в достаточно согласованной структурно-вещественной характеристике данной области различными авторами [Богданова, Ефимов, 1976, 1984; Виноградов и др., 1980; Кислицин, 2001; Прияткина, Шарков, 1979; Тугаринов, Бибикова, 1980; Balagansky et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001].

Общие черты геологического строения

Колвицко-Умбинский пояс прослеживается широкой полосой северо-западного простирания вдоль северо-восточного побережья Кандалакского залива Белого моря (рис. 3.20; 3.21). В его строении принимают участие метаморфизованные на


Умбинский массив
Канозерский массив
оз. Колвицкое
Кандалакшский залив
Кз
Е
Умб
Ум
Пр
Кч
Пт
Кл
Сл
В
Д
Клв
Г
Кн
0 2 4 6 8 10 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
а
б

уровне амфиболитовой и гранулитовой фаций палеопротерозойские комплексы, залегающие со срывом в основании на гнейсах беломорской серии. Они слагают систему тектонических пластин, смятых в общую синформную структуру и образующих следующую вертикальную последовательность (снизу вверх) [Балаганский и др., 1998; Виноградов и др., 1980; Каулина, 1996; Кислицин, 2001; Прияткина, Шарков, 1979; Фриш и др., 1995; Balagansky et al., 1994, 2001; Bibikova et al., 1996; Bridgwater et al., 1995; Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001; Mitrofanov, Balagansky, 1995].

1. В основании разреза отмечаются мигматизированные преимущественно биотитовые тоналитогнейсы беломорской серии (керетский покров). U-Pb возраст цирконов в этих породах — 2740–2700 млн лет.

2. Структурно выше с тектоническим срывом в основании залегают амфиболиты кандалакшской свиты (Танаэлв-Кандалакшский пояс), представляющие собой продукты метаморфизма вулканических пород, соответствующих по химическому составу толеитовым базальтам и известково-щелочным андезитобазальтам. Данные метапороды представлены гранатовыми, диопсид-гранатовыми и мономинеральными амфиболитами, а также биотит-амфиболовыми гнейсами. В нижней части разреза отмечаются маломощные прослои сильно измененных терригенных пород и конгломератов. Метавулканиты датированы U-Pb методом по циркону (2467 млн лет) и Rb-Sr изохронным методом (2,50±0,05 млрд лет). Породы метаморфизованы преимущественно в условиях амфиболитовой фации.

3. Выше залегают габбро-анортозиты Колвицкого массива, образующие тектоническую пластину. Данные породы интенсивно тектонизированы и часто превращены в бластомилониты гранат-амфибол-плагиоклазового состава с сильным проявлением динамодиафтореза. В локальных объемах пород сохраняются офитовые и коронарные структуры. Габбро-анортозиты датированы U-Pb методом по циркону (2462 млн лет). Тело массива сечется серией параллельных даек диоритового и базитового состава (2450–2436 млн лет), испытавших метаморфизм 1,90–1,92 млрд лет назад. Нижняя часть пластины габбро-анортозитов метаморфизована в амфиболитовой фации, а верхняя — на уровне гранулитовой.

4. Залегающая выше тектоническая пластина сложена метавулканитами порьегубской серии, метаморфизованными в высокобарических условиях гранулитовой фации. По химизму породы сопоставимы с толеитами и андезитами. Породы представлены гиперстеновыми, двупироксеновыми и гранат-пироксеновыми основными гранулитами, менее распространены их кислые разности. U-Pb возраст метаморфического циркона данных пород — 2,3 млрд лет. Возраст протолита — 2,4–2,5 млрд лет.

5. Гранулиты порьегубской серии и залегающий выше умбинский комплекс разделяет мощная зона тектонического меланжа, включающая фрагменты разрезов смежных комплексов и гнейсов беломорской серии. В строении зоны участвуют разноранговые тектонические линзы гранулитов кислого, среднего и основного состава. В их обрамлении отмечаются зоны ультрамилонитов с ортопироксен-силлиманитовыми минеральными ассоциациями. Отмечаются крупные линзы мигматизированных гранат-силлиманитовых гранулитов, а также сигарообразные тела амфиболитов. Формирование меланжа сопровождалось высокобарическим гранулитовым метаморфизмом. U-Pb возраст циркона из лейкосомы мигматитов — 1912 млн лет.

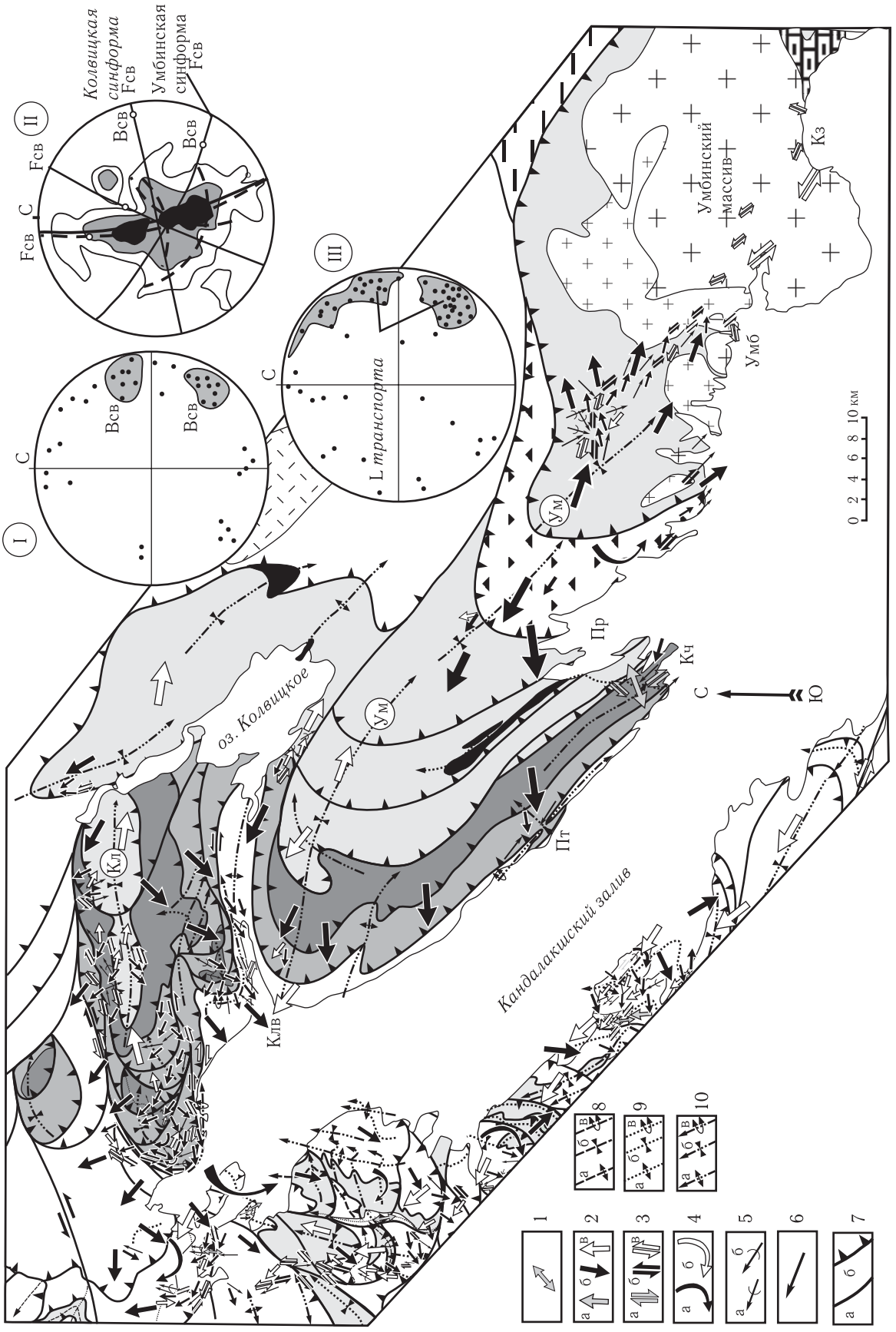
6. Выше залегает тектоническая пластина, сложенная кислыми гранат-силлиманитовыми гранулитами

←

Рис. 3.20. Схема геологического строения Колвицко-Умбинского пояса (местоположение участка см. на рис. 3.10) (составлено с использованием данных: [Балаганский и др., 1986; Пожиленко и др., 2002, Терехов, 2003; Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001; фондовые материалы])

1–5 — *неоархейские образования Беломорского пояса:* 1 — Ковдозерский комплекс (покров) — преимущественно биотитовые, реже биотит-амфиболовые тоналитогнейсы, гнейсограниты, 2 — Чупинский покров — глиноземистые гнейсы (гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотит-мусковитовые, биотит-мусковитовые), 3 — Хетоламбинский покров — преимущественно амфиболовые и биотит-амфиболовые тоналитогнейсы, трондьемиты, граниодиориты, скиалиты орто- и параамфиболитов, 4 — «мафические зоны» в составе Хетоламбинского покрова — гранитизированные метабазиты и ультрабазиты, 5 — Керетский покров — преимущественно биотитовые тоналитогнейсы; 6 — Риколатвинский покров — биотитовые и амфиболовые тоналитогнейсы с пластовыми телами ортоамфиболитов; 7–11 — *преимущественно палеопротерозойские образования Лапландско-Колвицкого пояса:* 7 — Кандалакшский комплекс (Танаэлв-Кандалакшская зона) — гранатовые амфиболиты, амфиболовые гнейсы, базальные метаконгломераты, 8 — Порьегубский комплекс (покров) — преимущественно основные гранулиты, двупироксеновые кристаллосланцы, реже гранулиты кислого и среднего состава, 9 — зона тектонометаморфического меланжа, 10 — Умбинский комплекс (покров) — преимущественно кислые гранат-силлиманитовые гранулиты, 11 — Терский домен — биотит-амфиболовые гнейсы; 12 — габбро-анортозиты (2,45–2,46 млрд лет); 13 — массивы мафит-ультрамафитов (друзиты, преимущественно 2,45–2,35 млрд лет); 14 — эндербиты, чарнокитоиды, порфировидные граниты (неоархей — 2,4 млрд лет); 15 — субщелочные граниты (2,3–1,9 млрд лет?); 16 — эндербит-чарнокиты (1944–1912 млн лет); 17 — порфировидные граниты умбинского комплекса; 18 — элементы залегания гнейсовидности и сланцеватости в наклонной (а) и в вертикальной (б) позиции; 19 — разрывы крутопадающие (а) и пологие (б); 20 — рифейский осадочный чехол.

Буквенные обозначения: синформы: Кл — Колвицкая, Ум — Умбинская; Кз — пос. Кузрека, Клв — Колвицкая губа, Кн — г. Кандалакша, Кч — мыс Кочинный, Пр — губа Порья, Пт — мыс Пентельский, СЛ — оз. Среднее Лувеньгское, Умб — пос. Умба


Колвицкая синформа Fсв
Умбинская синформа Fсв
Fсв
Bсв
C
I
II
III
L транспорта
оз. Колвицкое
Кандалакшский залив
Умбинский массив
Кз
Умб
Ум
Пр
Кч
Пт
Кл
Клв
С
Ю
0 2 4 6 8 10 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

←

Рис. 3.21. Структурно-кинематическая схема Колвицко-Умбинского пояса

Пояснение геологических контуров и букв см. на рис. 3.20

1 — направления растяжения селецкого цикла; 2 — векторы тектонического транспорта, характеризующие направления перемещений висячего литона (блока): а — селецкого цикла, б, в — свекофеннского цикла по структурам динамодиафторитов первой (б) и второй (в) генераций; 3 — направления сдвиговых перемещений: а — селецкого цикла; б, в — свекофеннского цикла (по замерам структур динамодиафторитов первой (б) и второй (в) генераций); 4 — предполагаемые направления вращения крупных доменов для свекофеннского цикла (на основании структур динамодиафторитов первой (а) и второй (б) генераций); 5 — шарниры антиклиналей (а) и синклиналей (б); 6 — минерально-агрегатная линейность; 7 — разрывы крутопадающие (а) и пологие (б); 8–10 — следы осевых поверхностей складок и зон складчато-разрывных дислокаций (а — антиклиналей, б — синклиналей, в — опрокинутых складок): 8 — ребольского цикла, 9 — селецкого цикла, 10 — свекофеннского цикла

Стереографические проекции ориентировки структурных элементов на нижнюю полусферу: I — шарниры складок; II — полюса тектонометаморфической расслоенности (260 замеров, изолинии: 5, 3, 1 %); III — минерально-агрегатная линейность

умбинского комплекса, представляющими собой метатерригенные осадки. Палеопротерозойские Sm-Nd модельные возрасты и положительные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ для гранулитов показывают, что они содержат доминирующий ювенильный компонент. Зерна обломочных цирконов датированы Pb-Pb методом в широком возрастном интервале (3,7–2,2 млрд лет). Предполагается, что накопление метаосадков началось не ранее, чем 2,1 млрд лет назад. Метаморфизм гранулитовой фации, согласно U-Pb возрасту метаморфического циркона, данные породы испытали 1910 млн лет назад.

7. Кислые гранулиты умбинского комплекса прорываются гранитоидными интрузиями умбинского комплекса, образованного тремя фазами магматических проявлений: 1) эндербиты (1944 млн лет), 2) чарнокиты (1912 млн лет), 3) порфировидные граниты. Изотопные Sm-Nd данные показывают, что эндербиты и чарнокиты первой и второй фаз сформировались за счет палеопротерозойского ювенильного вещества, а порфировидные граниты третьей фазы контаминированы коровым материалом. По геохимическим характеристикам эндербиты попадают в группу субдукционных островодужных гранитоидов (i-тип), а чарнокиты второй фазы — в группу коллизионных. На основании возрастов гранитоидов время проявления коллизионных событий оценивается в интервале 1,94–1,91 млрд лет.

8. К северо-востоку от умбинских гранулитов расположен Терский пояс, сложенный гнейсами амфиболитовой фации, которые рассматриваются в качестве палеопротерозойских островодужных комплексов. В этой части пояса породы надвинуты к северо-востоку, что рассматривается как результат проявления субдукции, направленной в южных румбах.

Особенности метаморфизма

Наиболее ранние метаморфические преобразования гранулитовой фации проявились в габбро-анортозитах Колвицкого массива в интервале времени 2,45–2,39 млрд лет [Balagansky et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001]. Минеральные парагенезисы этой стадии характеризуются развитием гранат-содержащих коронарных структур, формировавшихся при P = 10–11 кбар на глубинах порядка 35 км в условиях изобарического охлаждения [Алексеев, 1997].

В пределах порьегубского и умбинского комплексов, а также разделяющей их зоны тектонического меланжа проявлены минеральные ассоциации гранулитового метаморфизма свекофеннского времени (1,95–1,91 млрд лет) [Алексеев, 1997; Тугаринов, Бибикова, 1980; Glebovitsky et al., 2001]. Все они имеют реакционные синкинематические структуры, отражающие регрессивный характер метаморфизма, но при этом P-T тренды для различных частей разреза организованы по-разному. В зоне тектонического меланжа ортопироксен–силлиманитовые ассоциации замещают пироп-ортопироксеновые на фоне снижения температур от 900 до 806 °C при P = 9,3–9,5 кбар, что отражает процесс изобарического охлаждения. Формирование этих ассоциаций сопровождалось развитием ранних систем сланцеватости и сегрегационной полосчатости. Несколько позже формировались декомпрессионные реакционные структуры, выраженные в появлении кордиерит-ортопироксеновых кайм вокруг граната. В залегающих выше гранулитах умбинского комплекса пик проявления гранулитового метаморфизма имел место до формирования ранней сланцеватости, при последующем развитии которой проявились реакционные структуры: гранат-силлиманитовые ассоциации замещались кордиеритом, что характеризует процессы сильной декомпрессии. На заключительных стадиях гранулитового метаморфизма во всех комплексах развивались декомпрессионные структуры (при P = 7,5–8 кбар, T = 860–840 °C) и пологие зоны сдвиговых деформаций.

Таким образом, в основании тектонической пластины умбинских гранулитов (в зоне тектонического меланжа) отмечаются признаки изобарического охлаждения, а в ее центральной части — декомпрессии и охлаждения. Аналогичные особенно-

сти метаморфизма отмечаются и в пределах Лапландского сегмента гранулитового пояса [Perchuk, Krotov, 1998, 2000 a,b]. Это позволяет полагать, что породы Танаэлв-Кандалакшской зоны и порьегубского комплекса, были пододвинуты под умбинские гранулиты, которые, вступив в контакт с относительно «холодными» геомассами подверглись изобарическому охлаждению в зоне меланжа. В последующем имело место воздымание всех комплексов пород, что сопровождалось декомпрессионными реакциями и анатектическим плавлением на фоне гранулитового метаморфизма. В дальнейшем проявились процессы динамодиафтореза, развивавшегося вплоть до условий зеленосланцевой фации.

Структурно-кинематические парагенезы селецкого цикла

В пределах локальных участков достоверно известны структурно-кинематические парагенезы селецкого цикла. Здесь они сохранились среди областей интенсивного проявления свекофеннского тектогенеза. Одним из таких участков является мыс Кочинный (см. рис. 3.21). Согласно данным В.В. Балаганского с соавторами [Balagansky et al., 2001], здесь развита система параллельных базитовых даек (2,44 млрд лет) нескольких генераций, пронизывающих Колвицкий массив габбро-анортозитов (2,46–2,45 млрд лет). Породы дайкового комплекса представлены гранатовыми амфиболитами, порфиритовыми габбро, пятнистыми габброидами. Все они секутся дайками диоритового состава (2436 млн лет). Дайки и вмещающие их габбро-анортозиты подвержены метаморфизму в период времени 2,45–2,39 млрд лет. Базитовые дайки образуют сложные морфологические формы синкинематического внедрения: структуры типа «дайка в дайке» и «магматические дуплексы» (releasing bends structures), сигмоидальные тела, сложные апофизы, а также интрузивные брекчии, составляющие линейные зоны. Становление даек сопровождалось их рассланцеванием так, что новая порция магмы внедрялась в уже дислоцированную более раннюю дайку. Это повторялось неоднократно. Поздние дайки диоритов не имеют синтектонических магматических структур, но подвержены интенсивному рассланцеванию.

Параллельные дайки и системы рассланцевания в них под углами 45–75° падают к север-северо-востоку. Минерально-агрегатная линейность имеет субгоризонтальное положение с пологим уклоном к северо-западу. Длинные оси линз и будин базитовых тел погружаются к северо-востоку и ориентированы перпендикулярно минеральной линейности. На основании изучения асимметричных будинаж-структур, флексур и изгибов сланцеватости был сделан вывод о формировании дайкового комплекса в условиях правосдвиговой транстенсии вдоль зон северо-западного простирания [Balagansky et al., 2001]. При этом были отмечены фрагменты зон магматических брекчий, имеющих северо-восточное простирание и сдвиговую составляющую левого знака. Нельзя исключить, что первичная ориентировка значительной части даек была также северо-восточной, а в процессе сдвиговых деформаций они были переориентированы к плоскости северо-западного простирания.

Рассмотренный структурно-кинематический парагенез характеризует зону сдвиговых деформаций. Однако нет оснований утверждать, что это сдвиг в геологическом смысле и его главная плоскость изначально имели крутое залегание. Вмещающий дайковую серию Колвицкий массив смят в синформу свекофеннского возраста (см. рис. 3.21). Если эту структуру «распрямить», то первичная позиция массива и даек (силлов) будет субгоризонтальной. В целом, в рамках рассмотренного парагенеза кинематически значимым элементом является тектоническая ориентировка длинных осей базитовых будин, отражающая тектонический транспорт в северо-восточном направлении. Тектоническое течение происходило на глубинах порядка 35 км в субгоризонтальной плоскости, сопровождалось перманентным рассланцеванием и многократным внедрением магм базитового и анортозитового состава. Аналогичная кинематическая ситуация была отмечена в пределах Беломорского пояса.

Структурно-кинематические парагенезы свекофеннского цикла

Главный тектонический стиль Колвицко-Умбинского пояса определяют структурно-кинематические парагенезы свекофеннского цикла. Составленная на основании геологического картирования и дешифрирования дистанционных материалов структурно-кинематическая схема отражает крупноранговые структурные парагенезы данного пояса (см. рис. 3.21).

Структурные парагенезы макро-мегауровня представлены прежде всего системой крупных тектонических покровов и чешуйчатых надвигов,

образующих подковообразные в плане структуры, которые в целом имеют фестончатый структурный рисунок. Тектонические пластины составляют синформные структуры и в целом полого погружаются в восточных румбах. В их вертикальной последовательности отмечается обращенная метаморфическая зональность, развиты зоны бластомилонитов и тектонического меланжа, образующие центриклинальные замыкания. В общей синформной структуре Колвицко-Умбинского пояса обособлены две синформы — Колвицкая и Умбинская, — разделенные антиформой в районе Колвицкой губы, в ядре которой выходят гнейсы беломорской серии (см. рис. 3.20). Для областей центриклинальных замыканий синформ характерны надвиговые перемещения, тогда как в их бортах развиты сдвиго-надвиги и сдвиги (см. рис. 3.21). Во фронте подковообразных надвигов развиты структуры тектонического нагнетания (системы складок и надвигового торошения, зоны сплющивания, рассланцевания и разлинзования), ориентированные поперек общего простирания Колвицко-Умбинского пояса. Главная поверхность надвигообразования развита в основании пластины умбинских гранулитов и маркируется зоной тектонометаморфического меланжа свекофеннского возраста. Процессы надвигания в этой области контролируют пространственную позицию тектонических чешуй и пластин в нижележащих образованиях, что отражается также в сходных ориентировках систем рассланцевания и линейности транспорта.

Устанавливается несколько генераций складок, наиболее ранними из которых являются лежачие и опрокинутые складки-надвиги. Их шарниры наблюдаются редко и имеют разнообразную ориентировку. Более поздние системы наложенных складок цилиндрической и конической морфологии хорошо вычитываются на стереограммах (см. рис. 3.21, I, II). Шарниры мелких складок испытывают рассеивание по дуге большого круга, что предполагает их вращение вокруг субвертикальной оси (см. рис. 3.21, I). Аналогичная закономерность отмечается для линейности тектонического транспорта, которая имеет преимущественно пологое юго-восточное падение, но, по-видимому, в результате вращения рассеивается по дуге большого круга (см. рис. 3.21, III). Причиной такого вращения могут быть складки с субвертикальными шарнирами, либо ротационные факторы различного ранга. Можно предположить, что существенное вращение вокруг вертикальной оси испытал северо-западный сегмент пояса, составляющий Колвицкую синформу.

Структурно-кинематические парагенезы макро-микроуровня образуют последовательный ряд: 1) структуры субслойной и объемной пластической деформации синхронные проявлению метаморфизма амфиболитовой–гранулитовой фации; 2) структуры пластической деформации, связанные с формированием динамодиафторитов первой генерации в условиях эпидот-амфиболитовой фации; 3) структуры хрупкопластической деформации с динамодиафторитами второй генерации преимущественно зеленосланцевой фации. Этот ряд обладает структурно-кинематическим единством и характеризует регрессивные условия проявления деформаций и метаморфизма. Структуры первого типа в кинематическом отношении мало информативны, так как они не имеют признаков асимметрии и существенно затушеваны более поздними деформациями. Здесь они не рассматриваются. Кинематически значимые структуры второго и третьего типов отражают конечный и наиболее ярко выраженный результат свекофеннских дислокаций. Они связаны с формированием динамодиафторитов первой и второй генераций и в дальнейшем будут рассматриваться в качестве соответствующих генераций структурно-кинематических парагенезов. Структуры первой генерации наиболее распространены и охватывают большие объемы пород. Вторая генерация структур обычно локализована в зонах хрупкопластических деформаций.

Свекофеннские структурно-кинематические парагенезы, в данном случае — первой и второй генераций, были рассмотрены выше (см. рис. 3.14, Б). Главными их элементами являются C-S-структуры, структуры вращения порфиробласт, кулисные минеральные ориентировки, линейность транспорта и др., имеющие связь с минеральными ассоциациями динамодиафторитов. На основании изучения структурно-кинематических парагенезов разных генераций были получены векторы тектонических перемещений, вынесенные на геолого-структурную схему (см. рис. 3.21). В разных сегментах Колвицко-Умбинского пояса данные парагенезы отражают некоторые вариации динамических обстановок. Рассмотрим структурно обособленные секторы более подробно.

Колвицкая синформа имеет широтное простирание, замыкается в районе г. Кандалакша и несколько расширяется в связи с плавным погружением ее шарнира к востоку. В разрезе она выглядит как прямая симметричная складка, составленная системой тектонических пластин и чешуй (рис. 3.22, А).

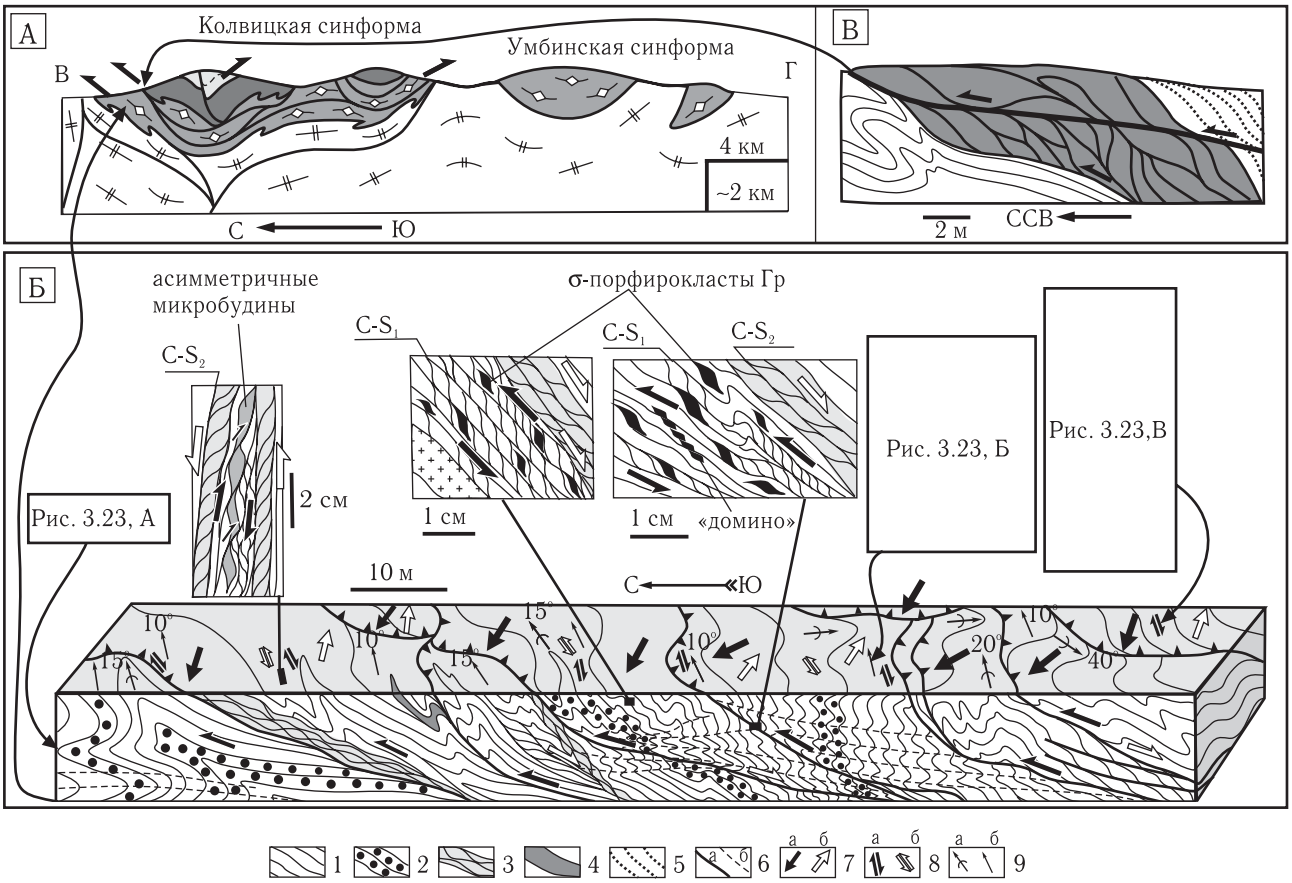


Рис. 3.22. Строение Колвицкой чешуйчато-надвиговой синформы (северное крыло)

А — схематизированный геологический разрез Колвицкой синформы по линии В–Г (местоположение разреза и условные обозначения см. на рис. 3.20). Б–В — детальные геолого-структурные разрезы северного крыла Колвицкой синформы в районе оз. Среднее Лувеньгское

1 — тонкополосчатые гранатсодержащие бластомилониты по габбро-анортозитам; 2 — линзовидно-полосчатые гранатовые бластомилониты по габбро-анортозитам; 3 — зоны тектонического разлинзования и меланжа; 4 — метапироксениты и метагабброиды; 5 — диафторированные гранулиты среднего состава; 6 — разрывы и зоны рассланцевания; 7 — векторы тектонического транспорта (по замерам структур свекофеннских динамодиафторитов первой (а) и второй (б) генераций); 8 — направления сдвиговых перемещений (по замерам структур динамодиафторитов первой (а) и второй (б) генераций); 9 — ориентировка шарниров складок (а) и минерально-агрегатной линейности (б)

В пределах северного крыла синформы наиболее представительный разрез отмечается в скальной сквозной долине оз. Среднее Лувеньгское (см. рис. 3.22, Б, В). Здесь обнажаются сильно тектонизированные и превращенные в бластомилониты габбро-анортозиты Колвицкого массива, надвинутые на амфиболиты кандалакшской серии. Структуры первой генерации секут и сминают элементы ранней тектонометаморфической расслоенности: тонкую линзовидную полосчатость, выраженную в чередовании плагиоклазовых и гранат-пироксен-амфиболовых слойков, мигматитовых жилок и анатектоидных линз. Они представлены асимметричными и лежачими складками, опрокинутыми в северных румбах (рис. 3.23, А; см. рис. 3.22, Б). На участках крутого залегания полосчатости развиваются складки с горизонтальными осевыми плоскостями. Плоскостные структуры первой генерации нередко развиваются вдоль ранней полосчатости, но чаще секут ее под разными углами, в частности, в замках складок (см. рис. 3.23, А). Они представлены тонкими (1–2 мм) развитыми по всему объему пород C-S-структурами бластомилонитов (динамодиафторитов). В связи с ними отмечаются деформация и замещение ранних порфиробласт граната, агрегатов пироксена и амфибола, рекристаллизация плагиоклаза.

В результате динамодиафтореза развиваются минеральные ассоциации эпидот-амфиболитовой фации, ориентированные в соответствии с морфо-

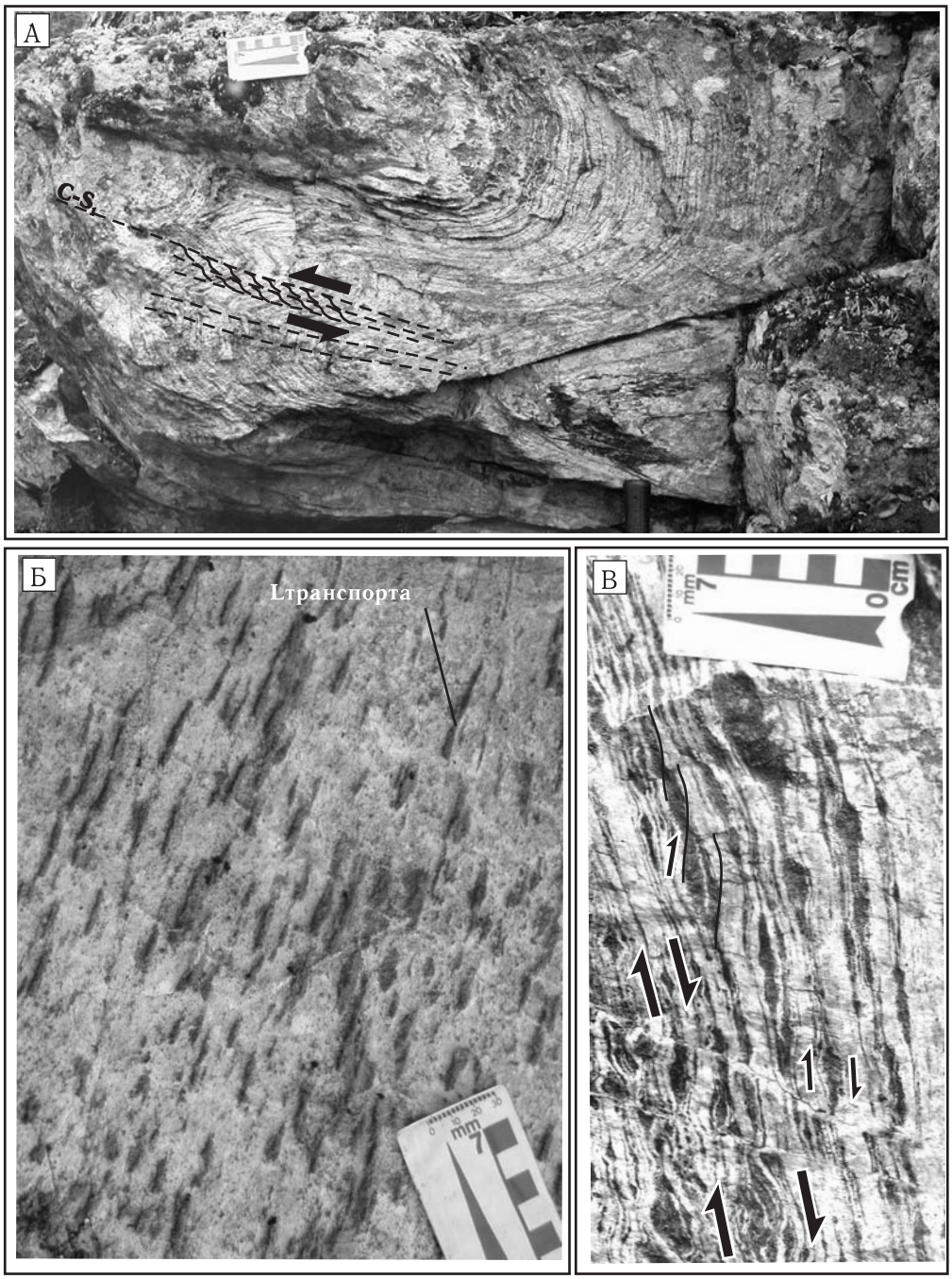


Рис. 3.23. Свекофеннские структурно-кинематические парагенезы первой генерации в бластомилонитах по габбро-анортозитам (северное крыло Колвицкой синформы, местоположение см. на рис. 3.22)

А — замковая часть лежачей складки и «сквозные» C-S-структуры (разрез). Б — минерально-агрегатная (Хл + Амф + Бт + + Эп) карандашная линейность транспорта в апоанортозитовых бластомилонитах (план). В — асимметричные будинаж-структуры, образованные по Гр-Амф-Пр-прослоям полосчатых бластомилонитов в габбро-анортозитах (план)

логией C-S-структур. Деформированные зерна граната трансформируются в σ- и δ-образные порфирокласты, обрамленные кластическими хвостами (см. рис. 3.22, Б, фрагменты). Ранние порфиробласты нередко «растащены» и образуют карандашную линейность, которая в некоторых срезах выглядит как микроструктура типа «домино» (см. рис. 3.22, Б, фрагменты). Карандашная линейность транспорта также проявлена в виде диафторированных агрегатов хлорит-амфиболового со-

става (см. рис. 3.23, Б). Сегрегационные прослойки, составляющие раннюю полосчатость, в результате этих же деформаций часто образуют асимметричные микробудины (см. рис. 3.23, В). Перечисленные структуры отражают асимметрию, либо некоторые элементы вращения, указывающие на кинематический знак перемещений. Их изучение в разных срезах позволило реконструировать направления перемещений висячих литонов, отражающих косо направленные к простиранию толщ траектории тектонического течения в северо-западном направлении (см. рис. 3.22, Б, 3.21). В отдельных зонах отмечается преобладание правосдвиговой составляющей перемещений при слабо выраженной надвиговой кинематике.

Структурные формы второй генерации представлены локально развитыми зонками катаклазитов с относительно грубо построенными C-S-структурами. Они подчеркиваются просечками наиболее поздних минералов стадии диафтореза (Эп, Хл, Кв, Аб, Клц) и под различными углами секут более ранние C-S-структуры, приводя к их частичной перестройке (см. рис. 3.22, Б, фрагменты). Реконструкция векторов перемещений по данной генерации структур показывает преобладающее направление тектонического транспорта к востоку. Также отмечаются левосдвиговые дислокации.

Несколько южнее рассмотренного разреза отмечается тектонический контакт габбро-анортозитов и диафторированных гранулитов среднего состава, предположительно, порьегубского комплекса (см. рис. 3.22, В). Вдоль контакта развито сильно разлинзованное тело метаморфизованных мафит-ультрамафитов. Тектонические линзы образуют в разрезе надвиговые дуплексы и пересекаются мало амплитудными зонами надвигания в северных румбах.

Совершенно иная кинематическая ситуация отмечается в южном крыле Колвицкой синформы (рис. 3.24, А). Здесь по южному склону горы Окатьева представлен хороший разрез биотитовых гнейсов беломорской серии и тектонически перекрывающих их амфиболитов кандалакшской тощи (см. рис. 3.24, Б). Главные плоскостные и линейные структурные элементы кинематического пара-

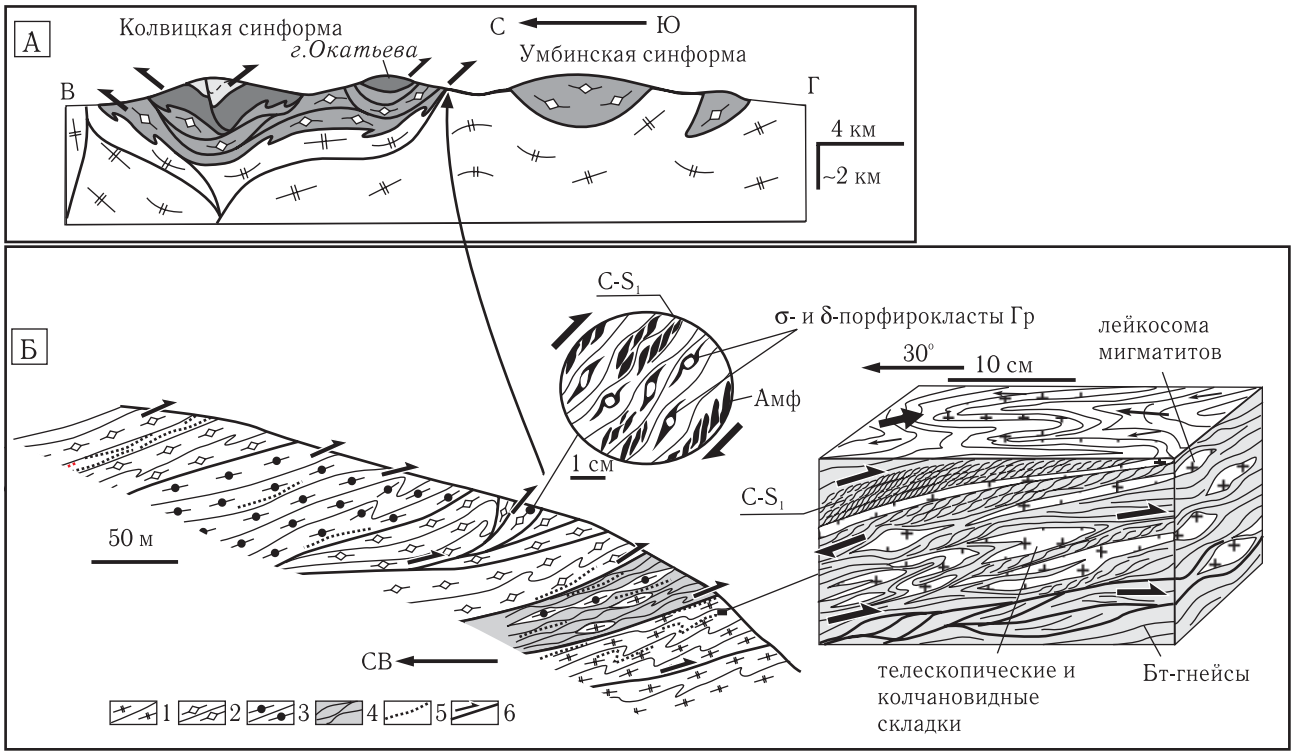


Рис. 3.24. Строение Колвицкой чешуйчато-надвиговой синформы (южное крыло)

А — схематизированный геологический разрез Колвицкой синформы по линии В–Г (местоположение разреза и условные обозначения см. на рис. 3.20). Б — детальный геолого-структурный разрез южного крыла Колвицкой синформы (южный склон горы Окатьева)

1 — биотитовые гнейсы беломорской серии; 2 — гранатовые амфиболиты кандалакшской толщи; 3 — биотит-амфиболовые гнейсы кандалакшской толщи; 4 — зоны тектонического меланжа; 5 — зоны интенсивной мигматизации; 6 — разрывы и направления перемещений по ним

генеза первой генерации в обеих толщах имеют одинаковые ориентировки. Некоторая дисгармония проявляется в характере складчатости — более интенсивной и сложной в беломорских гнейсах и менее выраженной в амфиболитах. В биотитовых гнейсах складки образуют жилки мигматитов. Как правило, это небольшие внутрислоевые пликативные структуры: асимметричные и лежачие, складки-будины, фрагменты замков, а также колчановидные и телескопические складки (см. рис. 3.24, Б, блок-диаграмма). Оси и шарниры этих складок параллельны минерально-агрегатной линейности и имеют сходные тектонические ориентировки с линейными структурами кандалакшских амфиболитов. Интенсивность процессов мигматизации в гнейсах постепенно нарастает по направлению к надвиговому контакту с кандалакшской толщей. Беломорские гнейсы пронизаны конформной системой C-S-структур первой генерации (см. рис. 3.24, Б, блок-диаграмма). Они построены сигмоидальными агрегатами плагиоклаза и кварца, а также чешуйками хлоритизированного биотита. Полученные для этих структур векторы тектонического транспорта совпадают по ориентировке с линейностью и осями колчановидных складок.

В области контакта беломорских гнейсов и кандалакшких амфиболитов развита зона тектонометаморфического меланжа мощностью до 50 м (см. рис. 3.24). В ее пределах отмечается интенсивное рассланцевание и разлинзование пород. В матриксе, представленном амфибол-биотитовыми бластомилонитами, развиты линзы биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, встречаются будинаж-структуры, мелкие асимметричные складки и узкие зоны мигматитов. Структурно-кинематическая ситуация сходна с отмечаемой в подстилающих и вышележащих комплексах.

Выше залегают гранатовые амфиболиты и амфиболовые гнейсы кандалакшской серии, образующие пологую моноклиналь. Метаморфогенные полосчатость и сланцеватость этих пород конформно пронизана C-S-структурами динамодиафторитов первой генерации. Также широко проявлены кулисные системы ориентировок рекристаллизованных зерен роговой обманки, замещаемой более низкотемпературными амфиболами и хлоритом (см. рис. 3.24, Б, фрагмент). Мелкие диафторированные порфирокласты граната сопровождаются тенями давления и кластическими хвостами δ- и σ-образной морфологии. В целом кинематические парагенезы первой генерации отражают процессы надвигания в запад–юго-западном направлении, что существенно отличается от кинематической ситуации в северном крыле Колвицкой синформы (см. рис. 3.21). Более поздние деформации проявлены слабо; оценить их кинематику не удалось.

Сходная ситуация была прослежена почти на всем протяжении южного крыла Колвицкой синформы. При этом были выявлены некоторые закономерности развития структурно-кинематических парагенезов первой генерации. Метаморфогенная расслоенность кандалакшских амфиболитов сминается асимметричными лежачими складками, имеющими в целом юго-западную вергентность (рис. 3.25, А). Параллельно крыльям этих складок, но с четким пересечением их замков, развиты C-S-структуры и связанные с ними микроформы (см. рис. 3.25, Б, фрагмент). Во многих случаях интенсивное развитие C-S-структур почти полностью затушевывает раннюю полосчатость: происходит «перерождение» плоскостных ориентировок (см. рис. 3.25, Б). В гранатовых амфиболитах структуры вращения порфиробласт граната δ- и σ-образной морфологии кинематически согласуются со всеми рассмотренными выше структурами, указывающими в целом на развитие процессов надвигания в юго-западном направлении (см. рис. 3.25, В). Структуры первой генерации секутся хрупкопластическими правосдвиговыми зонами, которые сопоставляются со второй генерацией структурно-кинематических парагенезов свекофеннского цикла (см. рис. 3.25, Г).

В приосевой части Колвицкой синформы и в районе ее западного центриклинального замыкания были выявлены следующие кинематические особенности. Процессы надвигания на ранних стадиях (парагенезы первой генерации) проходили преимущественно с востока на запад, что обусловливало формирование тектонических чешуй и структур скучивания в продольном направлении (см. рис. 3.21). В области западного замыкания синформы, в районе г. Кандалакша, отмечаются признаки области тектонического нагнетания. Здесь наблюдается густо развитая система фестончатых в плане сдвиго-надвигов, мелких и крупных тектонических линз. Векторы тектонического транспорта в этой области отражают процессы «растекания» горных масс от зоны интенсивного нагнетания. Кинематика вдоль сдвиго-надвигов показывает, что тектонические чешуи в процессе скучивания и надвигания испытывали вращение и выжимание в области декомпрессии — к бортам структуры.

Структурно-кинематические парагенезы второй генерации в центральной части Колвицкой синформы представлены локальными зонами катаклазитов,

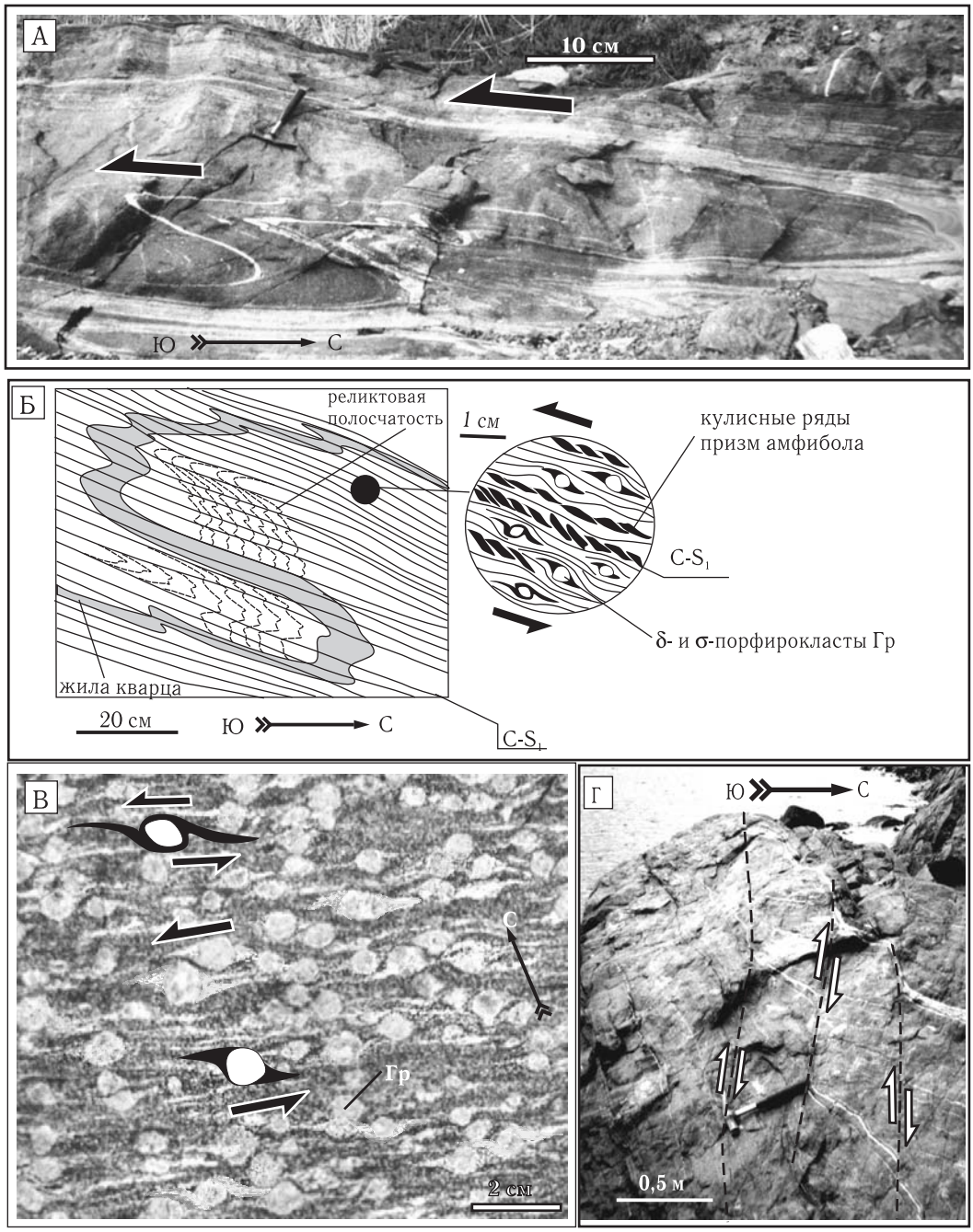


Рис. 3.25. Свекофеннские структурно-кинематические парагенезы первой (А–В) и второй (Г) генераций в гранатовых амфиболитах Танаэлв-Кандалакшской зоны (южное крыло Колвицкой синформы, район г. Кандалакша)

А — асимметричные лежачие складки. Б — реликтовая полосчатость в замковых частях лежачих складок и секущие C-S-структуры, образованные кулисными рядами призм амфибола. В — σ- и δ-структуры вращения порфирокласт граната в гранатовых амфиболитах. Г — система позднесвекофеннских сдвиговых зонок в гранатовых амфиболитах

маркирующих надвиговые, сбросовые и сдвиговые структуры, хорошо отпрепарированные в рельефе (рис. 3.26). Иногда они отчетливо секут все более ранние структуры, сопровождаются оперяющими зонами хрупко-пластического скалывания и принадвиговыми дуплексами (рис. 3.27). Не менее распространены случаи унаследованного развития данных структур вдоль плоскостей более ранних надвигов, которые при этом часто перерождается в пологие сбросы. Полученные векторы тектонического транспорта для этих структур отражают общее перемещение горных масс с запада на восток (см. рис. 3.21).

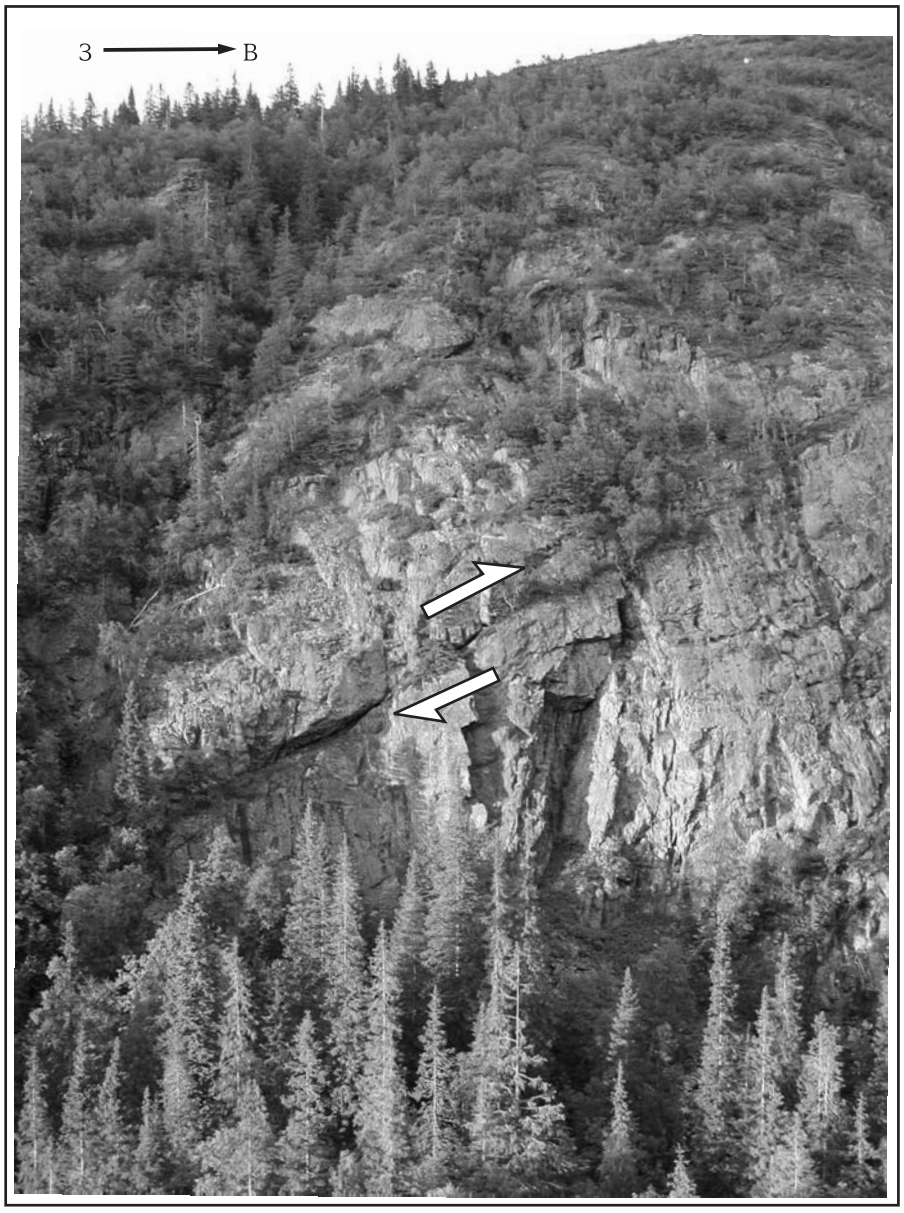
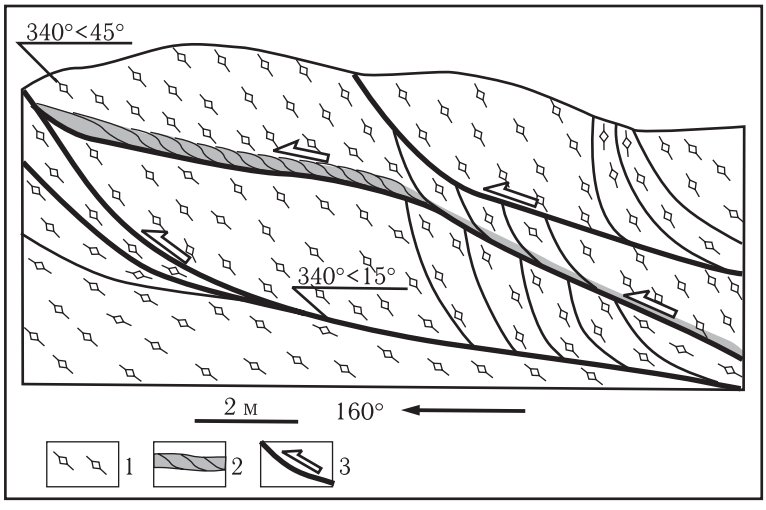


Рис. 3.26. Позднесвекофеннский надвиг. Юго-западный склон горы Железная в 5 км к востоку от г. Кандалакша



←

Рис. 3.27. Система позднесвекофеннских надвигов. Обнажение в 3 км к юго-востоку от г. Кандалакша

1 — гранатовые амфиболиты; 2 — бластомилониты; 3 — надвиги и направления перемещений по ним

* * *

Рассмотренные особенности структурно-кинематических парагенезов можно интерпретировать следующим образом. В крыльях Колвицкой синформы направления ранних тектонических перемещений ориентированы симметрично относительно оси структуры и отражают косое к ее простиранию надвигание толщ к северо-западу (в северном крыле) и юго-западу (в южном крыле). При этом общее тектоническое перемещение горных масс проходило с востока на запад, в результате чего формировались телескопированные системы тектонических пластин и чешуй фестончатой формы. Субсинхронно с этим формировалась Колвицкая синформа, в процессе чего пластины испытывали смятие и дивергентное выплескивание в борта структуры, продолжая в целом перемещаться к западу. Эта кинематическая ситуация отражает процесс продольного надвигания и формирования *субгоризонтальной протрузии*. В конце свекофеннского цикла на фоне хрупкопластических деформаций направление тектонического транспорта меняется на диаметрально противоположное. В центральной части Колвицкой синформы формируются надвиги и пологие сбросы с перемещением висячих блоков в восточных румбах. В бортах синформы при этом формируются сопряженные с этим движением сдвиги левого (северный борт) и правого (южный борт) знаков (см. рис. 3.21). Весьма вероятно, что эти процессы отражают явления тектонического телескопирования более высокого ранга, результатом которых явились сдваивание и сегментация Колвицко-Умбинского пояса на ряд синформ.

Умбинская синформа ориентирована в северо-западном направлении и составляет юго-восточную наиболее крупную часть рассматриваемого пояса. Она имеет округлую центриклиналь в районе Колвицкой губы, плавно расширяется и погружается к юго-востоку, что подчеркивается последовательной сменой тектонических пластин в ее ядре. В этой последовательности верхнюю позицию занимают кислые гранулиты умбинского комплекса, которые в юго-восточной части пояса прорываются Умбинским гранитоидным массивом. В районе ее северо-западного замыкания развита система фронтальных надвигов, перед фронтом которых размещается структура продольного нагнетания — Колвицкая антиформа (рис. 3.28, А). На основании изучения C-S-структур первой и второй генераций было отмечено, что надвигание здесь происходило к западу и северо-западу в результате тектонического телескопирования при формировании субгоризонтальной протрузии (см. рис. 3.21). Такая кинематическая ситуация сохраняется вплоть до зоны тектонического меланжа, вдоль которой кислые гранулиты умбинского комплекса надвинуты на нижележащие образования.

В пределах пластины умбинских гранулитов кинематическая ситуация является более сложной. Практически «немые» в кинематическом отношении ранние свекофеннские структуры представлены здесь сланцеватостью и минеральной линейностью, жилами мигматитов и анатектоидными линзами. Они контролируют размещение минеральных ассоциаций, связанных с высокобарическим гранулитовым метаморфизмом (1,91 млрд лет), развивавшимся в регрессивных условиях на фоне сильной декомпрессии и охлаждения [Алексеев, 1997; Тугаринов, Бибикова, 1980; Glebovitsky et al., 2001]. В пределах зоны тектонического меланжа формирование аналогичных структур проходило в условиях ультравысоких давлений и изобарического охлаждения, а потом декомпрессии (см. рис. 3.28, А). Эти данные являются своеобразными кинематическими индикаторами. Они показывают, что на начальных стадиях тектонического скучивания в глубинных условиях имело место пододвигание кандалакшско-порьегубских комплексов под умбинские гранулиты, которые в результате этого испытали изобарическое охлаждение в зоне тектонического меланжа. В остальной части умбинского гранулитового массива при этом развивались процессы декомпрессии, которые вскоре охватили всю призму тектонических пластин, испытавших перемещение в верхние уровни коры.

Это может указывать на то, что поддвиго-надвиговые процессы распределялись дискретно. Пластины, испытавшие поддвигание, захватили фронтальную часть толщи умбинских гранулитов и на некоторое время «застопорились» вместе с ней на глубине. Центральные части массива умбинских гранулитов в это время перемещались в верхние уровни коры за счет развития надвигов. Учитывая, что к концу свекофеннского цикла все комплексы пород достигли одного уровня верхней коры, можно полагать, что комплексы, составляющие зону тектонического меланжа и нижележащие пододвинутые пластины, с некоторого момента времени испытывали более быстрое выдвигание с глубин. Пологая ориентировка минеральной линейности транспорта указывает на то, что это выдвигание происходило в результате развития субгоризонтальной протрузии в северо-западном направлении

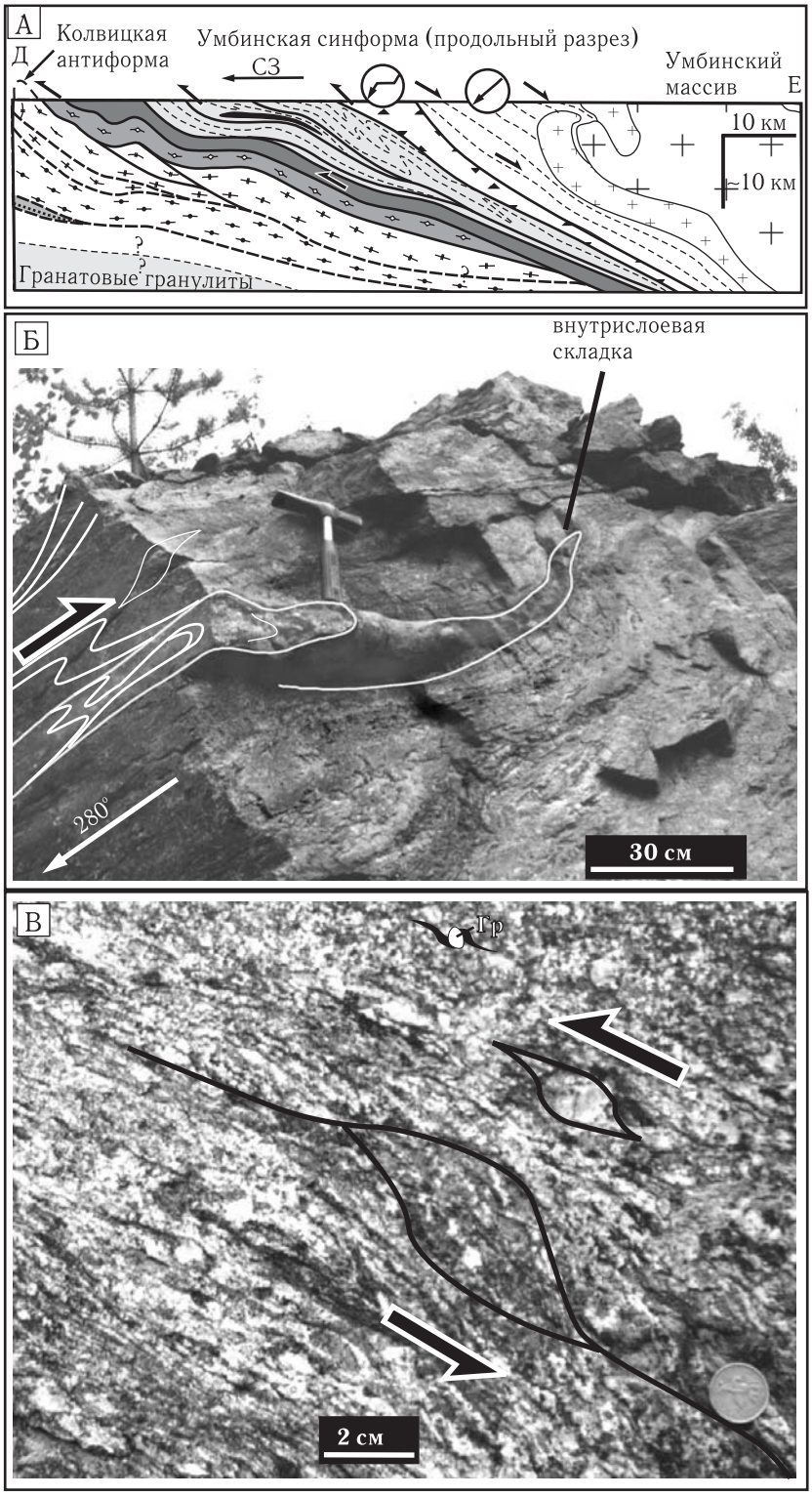


Рис. 3.28. Свекофеннские структурно-кинематические парагенезы первой генерации в кислых гранулитах умбинского комплекса

А — схематизированный продольный геологический разрез Умбинской синформы по линии Д–Е (местоположение разреза и условные обозначения см. на рис. 3.20); стрелки в кружках на разрезе — схематизированные P-T тренды метаморфизма. Б — внутрислоевая асимметричная складка течения и сигмоидальные структуры. В — структуры вращения порфиробласт граната и сигмоидальные структуры зон сдвиговых деформаций, связанные с процессами динамодиафтореза (разрез)

(см. рис. 3.21, III). При этом основная часть умбинских гранулитов, выдвинутых наверх несколько раньше, должна была испытывать восходящие тектонические движения с меньшими скоростями относительно нижележащих пластин.

Эта кинематическая ситуация была унаследована и проявилась еще более контрастно в процессе формирования структурно-кинематического парагенеза первой стадии динамодиафтореза эпидот-амфиболитовой фации. Эффект отставания в скорости выдвигания к поверхности умбинских гранулитов обусловил развитие в них систем пологих сбросов и зон анатектоидного плавления. Субсинхронно формировались внутрислоевые асимметричные складки, указывающие на знак тектонических перемещений верхних литонов в восточных румбах (см. рис. 3.28, Б). В кинематическом единстве с ними формировались C-S-структуры, сигмоидальные изгибы сланцеватости, структуры вращения порфиробласт граната δ- и σ-образной морфологии (см. рис. 3.28, В). Все они сопровождаются характерными ретроградными реакциями замещения гранулитовых минеральных ассоциаций более низкотемпературными минералами. Полученные для этих структур векторы тектонического транспорта указывают на относительные перемещения крупных объемов кислых гранулитов в восточных румбах (см. рис. 3.21). Более поздние генерации структур второй стадии динамодиафтореза, связанные с формированием катаклазитов, обычно отражают только сдвиговые перемещения, реже — сдвиго-надвиговые подвижки в северо-западном направлении.

Умбинский гранитоидный массив сложен порфировидными плагиомикроклиновыми гранитами; в его краевых частях и в виде обособленных мелких тел развиты более ранние эндербиты и чарнокиты, имеющие возраст 1944 и 1912 млн лет, соответственно (см. рис. 3.20) [Кислицин, 2001; Glebovitsky et al., 2001]. Эндербиты и чарнокиты дислоцированы аналогично с вмещающими метаосадками умбинского комплекса, что наилучшим образом проявлено вдоль контактов интрузий с гранулитами. С удалением от них деформации в гранитоидах постепенно затухают. Слабо деформированные эндербиты и чарнокиты содержат магматический ортопироксен, который в зонах интенсивных сдвиговых деформаций подвергается динамодиафторезу: замещается амфиболом и биотитом.

Вблизи контактов с поздними порфировидными гранитами в эндербит-чарнокитах интенсивность деформаций существенно возрастает, тогда как в самих гранитах элементы структурирования чаще отсутствуют. В этих экзоконтактовых зонах порфировидных гранитов развиваются порфиробласты микроклина, наложенные на рассланцованные чарнокиты и эндербиты. В районе пос. Умба данные образования представлены порфиробластическими чарнокитами с крупными идиоморфными порфиробластами микроклина (рис. 3.29, А). Основная масса этих пород представлена мелко-среднезернистым агрегатом гранатсодержащих биотитизированных чарнокитов с линзами (ксенолитами?) амфиболитизированных пород основного состава. Матрикс и ксенолитовые включения подвержены интенсивному рассланцеванию и метасоматически прорастаются микроклином (см. рис. 3.29, А). При этом в основной массе отмечаются C-S-структуры первой генерации, конформно наложенные на раннюю сланцеватость. В связи с их развитием зерна граната испытывают вращение и диафторез с появлением асимметричных теней давления и кластических хвостов. В соответствии с плоскостями C-S-структур развиваются биотит и амфибол, замещающие пироксен (см. рис. 3.29, Б). Ранние порфиробласты микроклина и плагиоклаза, ориентированные в соответствии со сланцеватостью, при этом обретают сигмоидальную форму, соответствующую кинематике C-S-структур. Более поздние крупные выделения микроклина практически лишены признаков деформации и ориентированы хаотично. При этом наблюдается группа порфиробласт, имеющих переходный характер от слабодеформированных к полностью расплющенным обособлениям.

Процессы микроклинизации проявлены неравномерно, что особенно хорошо выражено в формировании зон транстенсии, в которых массовое развитие порфиробласт микроклина приводит порой к появлению пегматитоподобных пород. Эти зоны образуют жилообразные тела, в которых сохраняются элементы структуры вмещающих рассланцованных чарнокитов (см. рис. 3.29, В). При этом новообразованные порфиробласты микроклина имеют некоторые признаки сдвиговых деформаций и образуют диагональные ориентировки по отношению к зальбандам «жил». Диагональное размещение характерно и для более поздних кварц-полевошпатовых и кварцевых жилок, трассирующих пегматоиды, а также для оперяющих данные метасоматические зоны хвостообразных апофиз (см. рис. 3.29, Г). Все это в целом позволяет интерпретировать зоны интенсивной микроклинизации как проявления структур сдвига и растяжения (транстенсии), в данном случае с левосдвиговой составляющей перемещений. Эти структуры секут более ранние

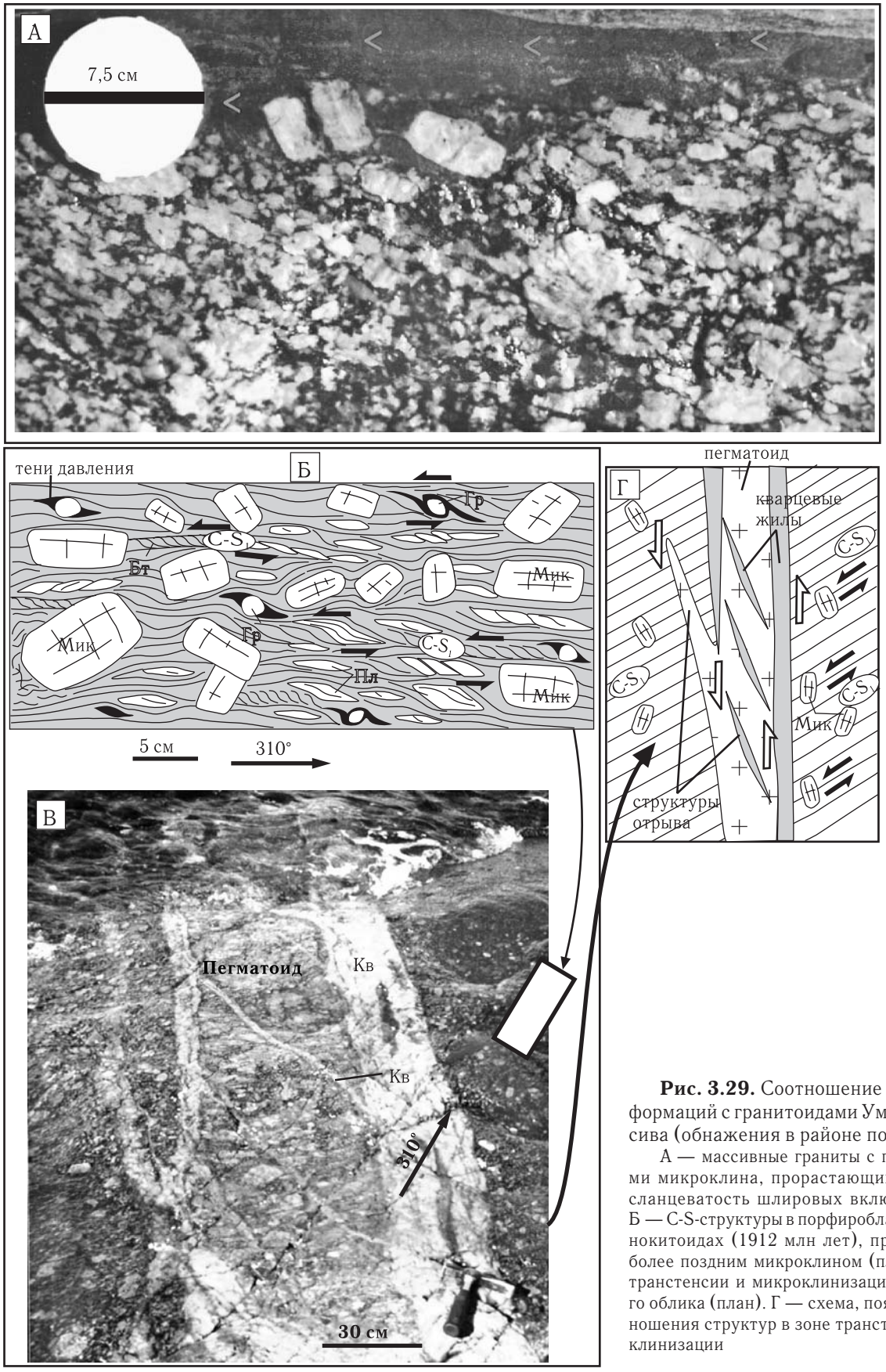


Рис. 3.29. Соотношение сдвиговых деформаций с гранитоидами Умбинского массива (обнажения в районе пос. Умба)

А — массивные граниты с порфиробластами микроклина, прорастающими контакты и сланцеватость шлировых включений (план). Б — C-S-структуры в порфиробластических чарнокитоидах (1912 млн лет), прорастающиеся более поздним микроклином (план). В — зона транстенсии и микроклинизации пегматоидного облика (план). Г — схема, поясняющая соотношения структур в зоне транстенсии и микроклинизации

проявления C-S-структур в микроклинизированных чарнокитах. Аналогичного рода пегматоидные зоны широко развиты в пределах массива порфировидных гранитов и связаны с поздними стадиями формирования интрузии.

По структурно-вещественным и кинематическим признакам C-S-структуры, развитые в основной массе микроклинизированных чарнокитов, хорошо коррелируются с аналогичными формами динамодиафторитов первой генерации в умбинских гранулитах. Они обнаруживают признаки субсинхронного развития с чарнокитами (1912 млн лет) и «запечатываются» процессами микроклинизации, имеющими связь со становлением порфировидных гранитов. Транстенсионные зоны пегматоидного облика, по всей видимости, могут быть сопоставлены с проявлениями хрупкопластических деформаций в процессе формирования структур второй генерации динамодиафторитов.

* * *

Палеопротерозойские структурно-вещественные комплексы Колвицко-Умбинского пояса прошли длительный путь тектонометаморфических преобразований, которые обозначились в следующих этапах.

1. Следы селецких событий локально сохранились в пределах Колвицкого массива габбро-анортозитов и пронизывающих его даек. Судя по структурам этих пород, тектонические процессы развивались в глубинных условиях растяжения и субгоризонтального течения в северо-восточном направлении (в современных координатах). Тектоническое течение сопровождалось перманентным рассланцеванием и многократным внедрением магм базитового и анортозитового состава в интервале времени 2,45–2,39 млрд лет назад. Кристаллизация на уровне глубин порядка 35 км и последующее изобарическое охлаждение базитовых пород происходили на фоне высокотемпературного метаморфизма и сдвиговых деформаций. Габбро-анортозиты и дайки, по-видимому, размещались на нижних уровнях зоны листрического сброса, контролировавшего на поверхности Танаэлв-Кандалакшскую рифтовую систему.

2. До начала свекофеннских коллизионных процессов в интервале 2,1–1,95 млрд лет имело место накопление терригенных осадков умбинского комплекса и формирование ювенильных расплавов эндербитов (1944 млн лет), которые составляют вместе с осадками островодужные надсубдукционные образования [Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001]. Каким образом осадочные породы в дальнейшем попали в глубинные условия остается неясным.

3. На начальных этапах свекофеннской коллизии тектоническое скучивание палеопротерозойских толщ проявилось в пододвигании Танаэлв-Кандалакшских рифтогенных комплексов под ранее «захороненные» метаосадки — умбинские гранулиты. Последние, вступив в контакт с относительно «холодными» подвинутыми геомассами, испытали в зоне меланжа изобарическое охлаждение. Пластины, испытавшие поддвиг, захватили фронтальную часть толщи умбинских гранулитов и на некоторое время «застопорились» вместе с ней на глубине. Центральные части массива умбинских гранулитов в это время выдвигались в верхние уровни коры, испытывая декомпрессию. В последующем породы, слагающие зону тектонического меланжа и нижележащие пододвинутые пластины, испытывали выдвигание к поверхности с опережающими темпами в виде субгоризонтальной протрузии. При этом основная часть умбинских гранулитов испытывала восходящие движения с меньшими скоростями, что обусловило развитие систем пологих сбросов в тылу протрузии, а также области декомпрессии и анатектоидного плавления, где формировались чарнокиты (1912 млн лет).

4. Проявления гранулитового метаморфизма в основном завершились 1910 млн лет назад, но на смену им пришли процессы динамодиафтореза с полным спектром регрессивных преобразований от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Структуры пластической деформации, связанные с динамодиафторитами первой генерации, в кинематическом отношении полностью унаследовали более ранние структурные преобразования. При этом продолжала развиваться кристаллическая протрузия с выдвиганием в верхние уровни коры пластифицированных тектонических пластин, подстилающих умбинские гранулиты. Выдвигание происходило в виде линейно направленного к северо-западу потока и сопровождалось тектоническим телескопированием (см. рис. 3.21). Умбинские гранулиты по-прежнему отставали по скорости выдвигания и испытывали относительные перемещения в обратном направлении. Это предопределило развитие здесь пологих сбросов и общую декомпрессию, которая достигала максимума в тыловой части Колвицко-Умбинской протрузии. В этой области комплементарно с тектоническим течением протрузии

к северо-западу сформировался крупный Умбинский массив порфировидных позднеколлизионных гранитов, секущих и «запечатывающих» структуры динамодиафторитов первой генерации.

5. На заключительных стадиях формирования гранитоидов деформации развивались в хрупкопластических условиях, что нашло отражение в развитии динамодиафторитов второй генерации. При этом кинематическая тенденция предшествующих стадий сохранялась: продолжался тектонический транспорт к северо-западу, что привело к формированию во фронте протрузии области нагнетания и тектонического телескопирования более высокого ранга. Последнее отразилось в тектоническом сдваивании изначально линейной кристаллической протрузии, в результате чего обособились Умбинская и Колвицкая синформы. В пределах последней, расположенной во фронтальной области нагнетания структуры, отмечалось тектоническое выдавливание и растекание горных масс в разные стороны от сегмента вклинивания протрузии, продолжающей выдвигаться к северо-западу (см. рис. 3.21).

В целом процессы формирования Колвицко-Умбинской горизонтальной протрузии нашли отражение в разноранговых структурах и, как будет показано ниже, охватили обширные ареалы Беломорско-Лапландского пояса.

3.3.2. Серяк-Ковдозерский сегмент Беломорского пояса

Серяк-Ковдозерский сегмент Беломорского пояса располагается вдоль юго-западного побережья Кандалакшского залива, охватывает водосборные бассейны оз. Ковдозеро и оз. Серяк. С северо-запада он ограничен Ковдозерским сдвигом, а по направлению к юго-востоку через зону субширотных разрывов надстраивается Чупинским сегментом (рис. 3.30). Детальные геолого-структурные исследования в пределах данного района проводили многие геологи [Балаганский, Богданова, Козлова, 1984; Балагинский и др., 1986; Глебовицкий и др., 1996; Горлов, 1967; Дук, 1967; Миллер, 1997, 2002; Миллер, Львов и др., 1995; Степанов, 1983].

Общие черты геологического строения

В строении западной части данной области участвуют биотитовые, реже амфибол-биотитовые тоналитогнейсы и гранитогнейсы ковдозерского комплекса. Через всю центральную часть Серяк-Ковдозерского сегмента в северо-западном направлении прослеживается полоса сложноскладчатых глиноземистых парагнейсов Чупинского покрова. В восточной части данного района размещается Хетоламбинский покров: амфиболовые и биотит-амфиболовые тоналитогнейсы с линзами и прослоями амфиболитов, а также «мафические зоны» (метабазиты и ультрабазиты). В юго-восточной части района развиты биотитовые гранитогнейсы Керетского покрова (см. рис. 3.30).

Во многих случаях данные покровы полого погружаются к северо-востоку, образуя моноклинальную систему пластин, залегающих в следующей последовательности (снизу вверх): Ковдозерский, Чупинский, Хетоламбинский и Керетский покровы. Однако в области северо-западного периклинального замыкания Серякской антиформы отмечается обратная последовательность пластин. В частности, чупинские и хетоламбинские гнейсы полого погружаются под Ковдозерский покров (см. рис. 3.30). Более убедительно этот факт устанавливается в районе Каликорвинского тектонического окна, в пределах которого из-под ковдозерских образований на поверхность выходят породы Чупинского покрова, образующие в плане структуру «трилистник». Аналогичного рода выходы чупинских гнейсов отмечаются в ядрах небольших куполов среди ареалов развития пород ковдозерского комплекса. Эти данные позволили предполагать, что на ранних этапах ребольского цикла имело место пододвигание Чупинского и Хетоламбинского покровов под краевую часть Карельского массива — Ковдозерский покров [Миллер, 2002; Миллер и др., 1995, 2002]. В процессе последующей обдукции имело место опрокидывание ранних покровов в юго-западном направлении (см. рис. 3.6).

Формирование покровной структуры в процессе ребольского тектогенеза сопровождалось развитием мелких внутрислоевых лежачих складок и более крупных покровно-складчатых структур. На заключительных стадиях неоархейской коллизии сформировались разноранговые изоклинальные складки северо-западного простирания с крутыми и опрокинутыми к юго-западу осевыми плоскостями [Миллер и др., 2002]. Архейский коллизионный пояс и образующие его структурные элементы изначально имели ярко выраженные северо-западные ориентировки. Неоархейские покровно-складчатые структуры осложнены системой различно ориентированных наложенных складок и мелких куполооб-

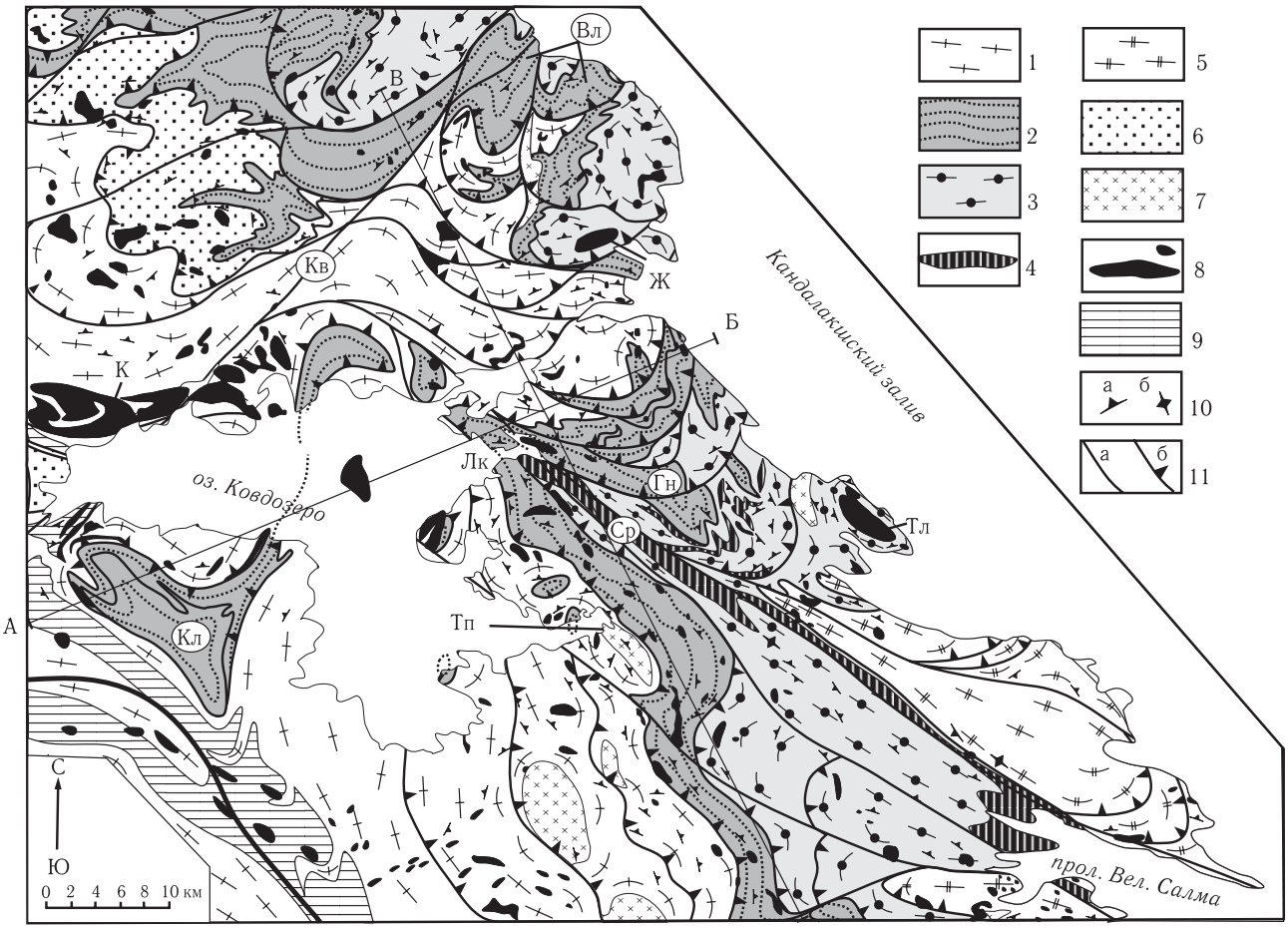


Рис. 3.30. Схема геологического строения Серяк-Ковдозерского сегмента. Местоположение участка см. на рис. 3.10) (составлено с использованием данных: [Балаганский и др., 1986; Миллер, 2002; Миллер и др., 1995, 2002; Пожиленко и др., 2002; фондовые материалы])

1–6 — *неоархейские образования Беломорского пояса*: 1 — Ковдозерский комплекс (покров) — преимущественно биотитовые, реже биотит-амфиболовые тоналитогнейсы, гнейсограниты, 2 — Чупинский покров — глиноземистые гнейсы (гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотит-мусковитовые, биотит-мусковитовые), 3 — Хетоламбинский покров — преимущественно амфиболовые и биотит-амфиболовые тоналитогнейсы, трондьемиты, гранодиориты, скиалиты орто- и параамфиболитов, 4 — «мафические зоны» в составе Хетоламбинского покрова — гранитизированные метабазиты и ультрабазиты, 5 — Керетский покров — преимущественно биотитовые тоналитогнейсы, 6 — Ориярвинский покров — биотит-амфиболовые тоналитогнейсы; 7 — эндербиты, чарнокиты, порфировидные граниты (неоархей — 2,4 млрд лет); 8 — массивы мафит-ультрамафитов (друзиты, 2,45–2,35 млрд лет); 9 — неоархейские (лопийские) зеленокаменные комплексы; 10 — элементы залегания гнейсовидности и сланцеватости в наклонной (а) и вертикальной (б) позиции; 11 — разрывы крутопадающие (а) и пологие (б)

Буквенные обозначения: антиформы: Ср — Серяк, Вл — Валас, Кл — Каликорвинская; Гн — Гангосская синформа; Кв — Ковдозерский разлом; интрузивные массивы: Тл — мыса Толстик, Тп — губы Тупой, К — Ковдозерский, Ж — Жемчужный; Лк — пос. Лягкомина

разных структур. Среди них наиболее выражена Серякская антиформа, шарнир которой полого погружается к северо-западу (см. рис. 3.30). В разрезе данная структура выглядит как асимметричная изоклинальная складка, опрокинутая к юго-западу. По направлению к юго-востоку она резко расширяется в плане, а ее осевая поверхность теряется в зоне конформного транспрессионного сдвига, развитого на всем протяжении оси структуры. К северо-востоку от Серякской антиформы наблюдается система сжатых складок высокого порядка, осложняющих крылья более крупной Гангосской синформы. Вся эта область интенсивно расчешуена в результате развития фестончатых в плане надвигов, имеющих поперечную позицию по отношению к северо-западному простиранию складчатых структур (см. рис. 3.30). Надвиги срезают эти складки, и сами участвуют в процессах складкообразования.

На стереограмме, отражающей распределение полюсов структурно-метаморфической расслоенности в районе Серякской и Гангосской структур, реконструируется система коаксиальных складок различных генераций, имеющих общее пологое погружение геометрических шарниров к северо-западу (рис. 3.31, I). Складки отличаются различной степенью сжатости. Судя по траекториям рассеивания полюсов, некоторые из них имеют цилиндрическую, другие — коническую морфологию. Последние, повидимому, являются индикаторами проявления сдвиговых деформаций, в отличие от цилиндрических складок, более свойственных обстановке продольного сжатия. Шарниры мелких складок разных генераций данной области также чаще полого погружаются к северо-западу, но при этом обнаруживают рассеивание по дуге большого круга (см. рис. 3.31, II). Аналогичную закономерность тектонических ориентировок имеет минерально-агрегатная линейность (см. рис. 3.31, III).

Общее северо-западное простирание структур, характерное для центральной и юго-восточной частей района, постепенно сменяется преобладанием северо-восточных простираний. Это прослеживается в широкой полосе от Каликорвинского тектонического окна до крупной Валасской антиформы в северо-восточной части участка (см. рис. 3.30). Этой позиции подчинена ориентировка Ковдозерской зоны сдвигов, а также доминирующих складчатых структур в прилегающих с северо-запада беломорских гнейсах Ёнского сегмента. В пределах этой полосы ярко выраженной структурой является Валасская антиформа. Она представляет собой сложноскладчатую систему, которая в целом полого погружается к северо-востоку. Главная складка осложнена разноранговыми пликативными формами, подрезается системой дугообразных в плане надвигов и сопряженных с ними сдвигов. При этом структура испытала некоторое «сплющивание» в субвертикальном направлении, в результате чего широкое развитие получили мелкие и крупные складки с горизонтальными осевыми плоскостями. Последние не менее широко распространены в пределах всего рассматриваемого района. Полюса структурно-метаморфической расслоенности в пределах Валасской антиформы позволяют реконструировать главную систему складок с пологим погружением шарниров к север–северо-востоку (см. рис. 3.31, IV). Помимо этого, отмечается два сектора рассеивания полюсов вдоль малодуговых траекторий, отвечающих коническим складкам с крутым положением шарниров. Весьма вероятно, что данные структуры являются наиболее поздними и связанны с развитием Ковдозерской зоны сдвига. Шарниры мелких складок и минерально-агрегатная линейность чаще полого погружаются к север–северо-востоку (см. рис. 3.31, V, VI).

В оценке времени формирования складок большое значение имеют их соотношения с массивами пород комплекса друзитов (2,45–2,35 млрд лет) и связанных с ними гранитоидов (см. рис. 3.30). Мелкие и крупные тела друзитов нередко образуют цепочки и маркируют зоны складчато-разрывных деформаций селецкого возраста. В областях наименьшей свекофеннской переработки эти зоны имеют относительно выдержанное север–северо-восточное простирание. Это хорошо видно в области развития ковдозерского комплекса, в частности, в районе Каликорвинской структуры, осложненной наложенной селецкой складкой северо-восточного простирания (см. рис. 3.30, 3.31). В пределах Серякской антиформы селецкие складчато-разрывные зоны постепенно меняют свою позицию в результате вращения и приобретают северо-западное простирание. Характер рассеивания шарниров мелких складок и минеральной линейности на стереограммах отражает тот же процесс (см. рис. 3.31, II, III).

Северо-западные ориентировки разноранговых тектонических структур, характерные для центральной и восточной частей данного участка, полностью конформны протерозойским структурам Колвицко-Умбинского пояса, расположенного на другом берегу Кандалакшского залива. Это отмечали многие исследователи, указывая на прямую корреляционную связь структурных и вещественных преобразований в этих зонах [Балаганский и др., 1986, 1997; Bogdanova, 1996; Bridgwater et al., 1994; Lobach-Zhuchenko et al., 1998]. Все это свидетельствует о большом значении в формировании общей складчатой структуры Серяк-Ковдозерского сегмента деформаций селецкого и свекофеннского циклов.

Оценка времени проявления крупных тектонических структур по их пространственным и геометрическим параметрам не является надежной. В пределах полискладчатых метаморфических поясов отдельные зоны складчато-разрывных дислокаций нередко являются результатом совершенно разных тектонических событий. Они могут развиваться унаследованно по принципу локализации деформаций в ослабленных зонах, а также подчиняться правилам перманентного и длительного проявления тектонических процессов. Другими словами, крупные тектонические структуры отражают конечный

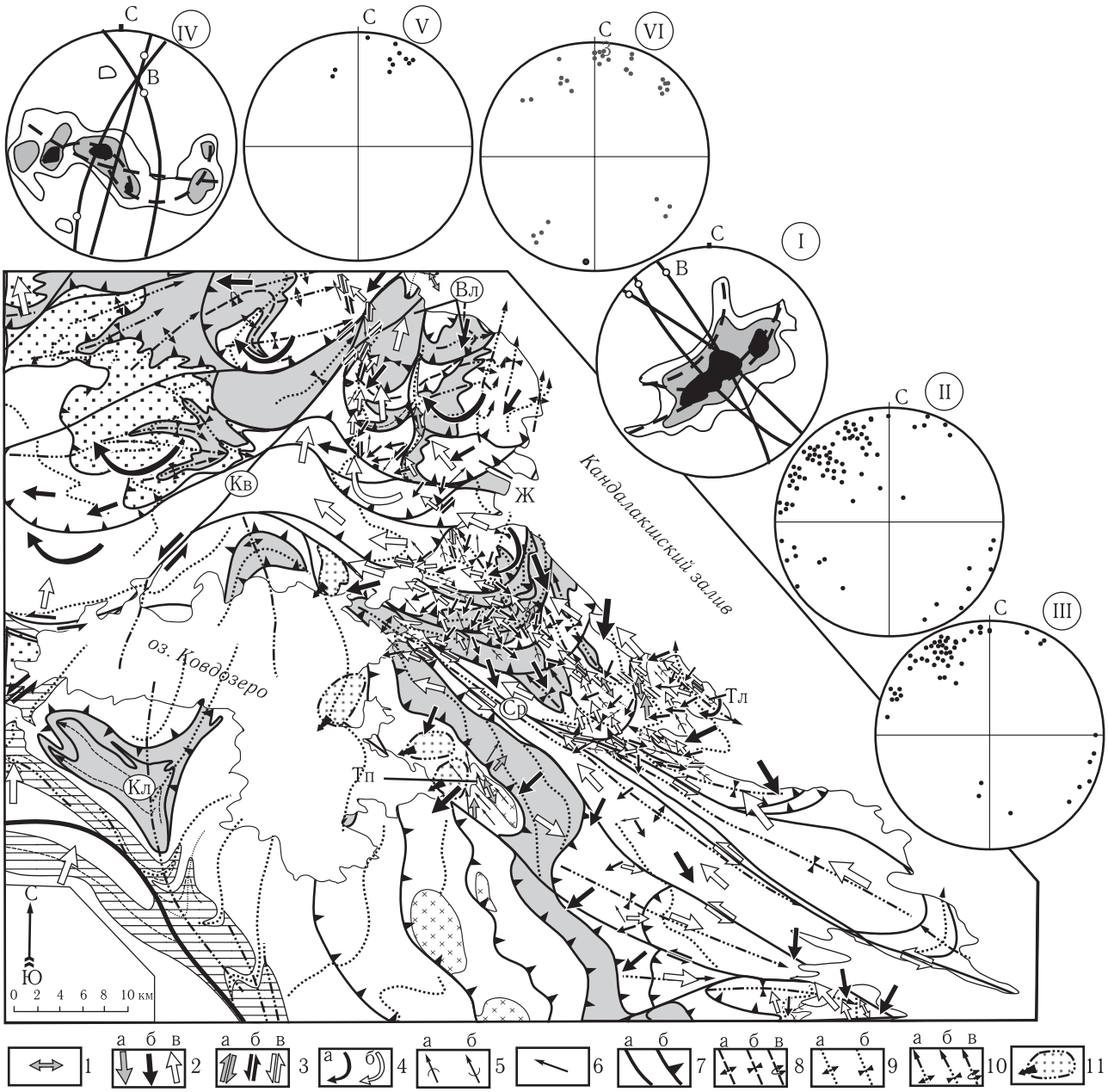


Рис. 3.31. Структурно-кинематическая схема Серяк-Ковдозерского сегмента. Пояснение геологических контуров и буквы на схеме см. на рис. 3.30

1 — направления растяжения селецкого цикла; 2 — векторы тектонического транспорта, характеризующие направления перемещений висячего литона (блока): а — селецкого цикла; б, в — свекофеннского цикла (по замерам структур динамодиафторитов первой (б) и второй (в) генераций); 3 — направления сдвиговых перемещений: а — селецкого цикла; б, в — свекофеннского цикла (по структурам динамодиафторитов первой (б) и второй (в) генераций); 4 — предполагаемые направления вращения крупных доменов для свекофеннского цикла (по структурам динамодиафторитов первой (а) и второй (б) генераций); 5 — шарниры антиклиналей (а) и синклиналей (б); 6 — минерально-агрегатная линейность; 7 — разрывы крутопадающие (а) и пологие (б); 8–10 — следы осевых поверхностей складок и зон складчато-разрывных дислокаций (а — антиклиналей, б — синклиналей, в — опрокинутых складок): 8 — ребольского цикла, 9 — селецкого цикла, 10 — свекофеннского цикла; 11 — опрокинутые купола — колчановидные структуры (стрелка — направление восстания оси структуры)

Стереографические проекции ориентировки структурных элементов на нижнюю полусферу: I, IV — полюса тектонометаморфической расслоенности (I — 231 замер, изолинии: 3, 2, 0,5 %; IV — 47 замеров, изолинии: 5, 2, 1 %); II, V — шарниры складок; III, VI — минерально-агрегатная линейность (I–III — район антиформы Серяк и Гангосской синформы; IV–VI — район антиформы Валас)

результат деформаций и далеко не всегда имеют строгую хронологическую привязку. Более корректную информацию в этом плане несут структурно-вещественные парагенезы мезо- и микроуровня.

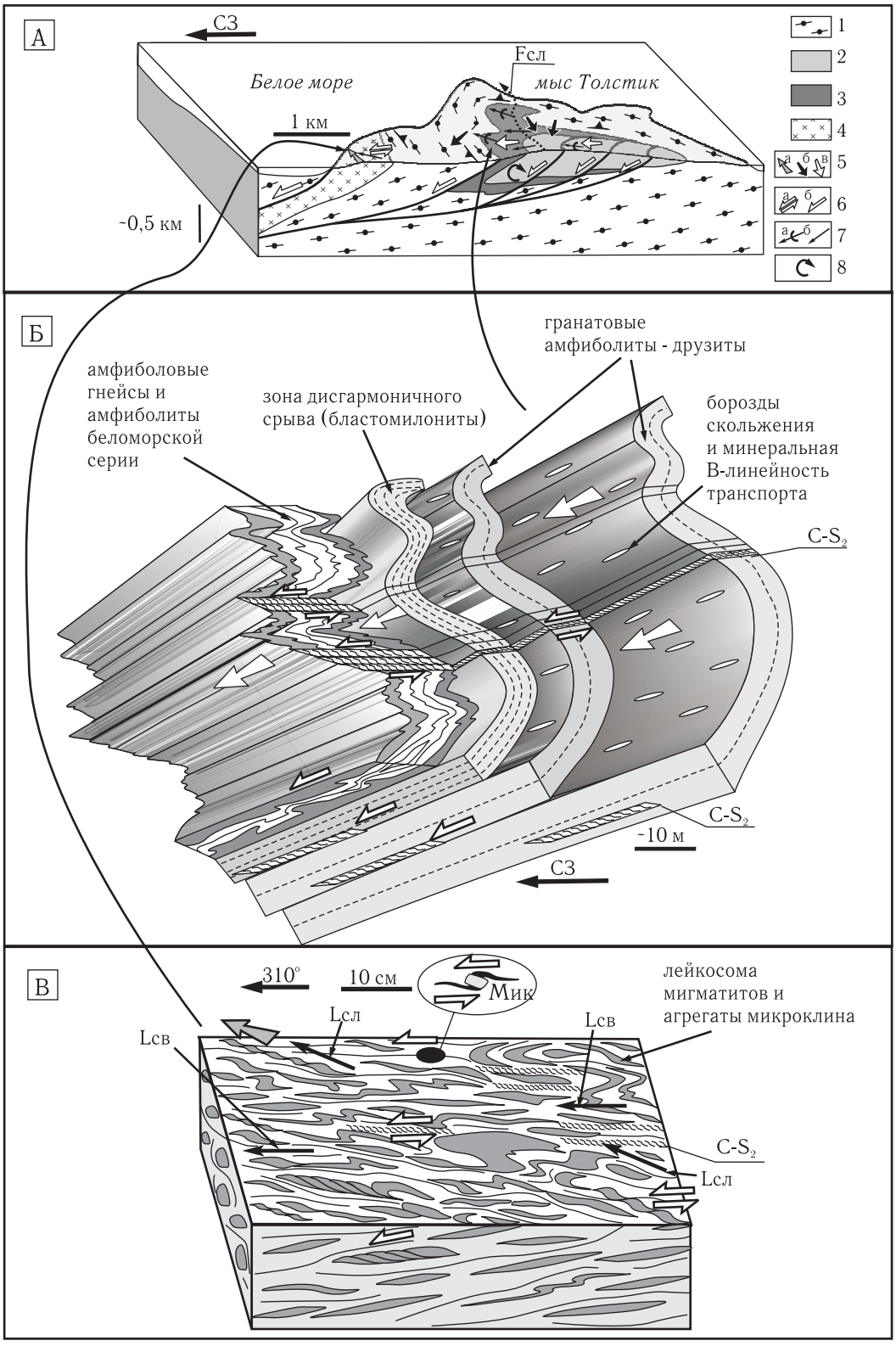
Структурно-вещественные и кинематические парагенезы

Структурно-кинематические исследования были проведены в пределах значительной части Серяк-Ковдозерского сегмента. В пределах данного района наблюдается полный спектр палеопротерозойских тектонитов: 1) синкинематические интрузии селецкого цикла — друзиты (2,45–2,35 млрд лет) и связанные с ними гранитоиды; 2) свекофеннские динамодиафториты двух генераций: а) тектониты пластической деформации, формировавшиеся в регрессивных условиях амфиболитовой–эпидот-амфиболитовой фаций и сопряженные с ними метасоматиты и пегматиты мусковитовой формации (1,9–1,8 млрд лет); б) тектониты хрупкопластической деформации преимущественно зеленосланцевой фации. Совокупность кинематических данных для различных этапов развития Серяк-Ковдозерского сегмента отражена на схеме (см. рис. 3.31). Рассмотрим ряд конкретных примеров, отражающих морфологические особенности и соотношения различных структурно-кинематических парагенезов.

В восточной части рассматриваемого сегмента в районе мыса Толстик развит одноименный массив габброноритов–диоритов (2,43–2,35 млрд лет) и ассоциирующие с ним дайки и тела порфировидных плагиомикроклиновых гранитов (2,40 млрд лет) [Каулина, 1996; Bogdanova et al., 1993]. В центральной части массива породы подвержены слабым вторичным изменениям и имеют хорошо выраженные магматические и друзитовые структуры. В краевых его частях развиты гранатовые амфиболиты, образующие метаморфическую оболочку данного тела (рис. 3.32, А). Амфиболиты интенсивно рассланцованы конформно с обрамляющими гнейсами беломорской серии и образуют антиклиналеподобную структуру, которая полого погружается к северо-западу. В области погружения массива рассланцованные гранатовые амфиболиты и конформные рассланцеванию зоны срыва образуют пологие конические складки, осложняющие общую периклиналеподобную структуру (см. рис. 3.32, Б). Шарниры этих складок параллельны минерально-агрегатной линейности и бороздам скольжения. На границе с беломорскими гнейсами развита зона дисгармоничного срыва и бластомилонитов зеленосланцевой фации. Дисгармония подчеркивается тем, что в залегающих структурно выше гнейсах развиты сжатые складки течения с острыми замками, а в подстилающих гранатовых амфиболитах складки открытые и имеют округлые замки. Шарниры тех и других структур в целом параллельны и погружаются к северо-западу (см. рис. 3.32, Б). Полого дислоцированные поверхности срыва были отмечены и в пределах области развития беломорских гнейсов.

Все наблюдаемые в области периклинали породы имеют признаки проявления свекофеннских C-S-структур двух генераций. Ранние проявления данных структур показывают некоторые вариации в позиции векторов тектонического транспорта. Явную структурно-кинематическую связь с зонами срыва и бороздами скольжения имеют C-S-структуры второй генерации, маркируемые проявлением динамодиафторитов зеленосланцевой фации с широким развитием процессов хлоритизации и эпидотизации. В пологосмятых зонах срыва данные структуры указывают на сбросовую составляющую перемещений в соответствии с погружением линейности транспорта и шарниров. Сопряженно с пологими срывами формировались зоны левых сдвигов с C-S-структурами, секущими всю призму тектонически сорванных пластин (см. рис. 3.32, Б).

По направлению к юго-востоку от области периклинали рассланцованные гранатовые амфиболиты постепенно переходят в массивные друзиты, в которых также проявлены пологие зоны срыва. В юго-восточной части массива Толстик породы беломорского комплекса полого погружаются под друзиты. Такая структурная ситуация может свидетельствовать о безкорневой природе данного массива. Его общая морфология показывает, что основные породы кристаллизовались в замковой части крупной селецкой антиформы север–северо-восточного простирания, которая впоследствии испытала смятие в складки северо-западной ориентировки (см. рис. 3.32, А). Эти процессы сопровождались продольным удлинением массива в северо-западном направлении преимущественно за счет развития пологих сбросов и срывов. Палеомагнитные исследования мафитовых пород массива Толстик показывают, что они испытали существенное вращение вокруг горизонтальной оси, имеющей субширотное положение [Краснова, Гуськова, 1997]. Это вращение может быть соотнесено с поворотом и наклоном блоков в процессе их скольжения вдоль пологих сбросов листрической морфологии, рассекающих массив (см. рис. 3.32, А).



К северо-западу от данного массива друзитов развито крупное тело почти одновозрастных порфировидных плагиомикроклиновых гранитов и мигматитов. Для данных пород характерно развитие крупных агрегатов калиевого полевого шпата и лейкосомовых жилок, образующих веретенообразные

←

Рис. 3.32. Структурно-кинематические парагенезы в районе палеопротерозойской габбро-диоритовой интрузии мыса Толстик. Местоположение разреза см. на рис. 3.10

А — схематизированная блок-диаграмма, иллюстрирующая строение габбро-диоритовой интрузии мыса Толстик: 1 — биотит-амфиболовые гнейсы; 2 — габбронориты и диориты (друзиты, 2,4 млрд лет); 3 — гранатовые амфиболиты; 4 — плагиомикроклиновые граниты и мигматиты; 5 — направления перемещений висячего литона: а — селецкого цикла, б, в — свекофеннского цикла (по замерам структур динамодиафторитов первой (б) и второй (в) генераций); 6 — направления смещений в плане (а) и в разрезе (б) по замерам структур динамодиафторитов второй генерации; 7 — шарниры складок (а) и минеральная линейность (б); 8 — направления вращения.

Б — структурные парагенезы в районе северо-западного периклинального погружения друзитового массива мыса Толстик.

В — блок-диаграмма, иллюстрирующая соотношения структурных парагенезов селецкого и свекофеннского циклов в палеопротерозойских мигматит-гранитах (пояснения см. в тексте, буквенные обозначений см. на рис. 3.14)

обособления — синкинематическую линейность транспорта селецкого тектонического цикла (см. рис. 3.32, В). В результате проявления более поздних сдвиговых деформаций свекофеннского цикла данные линейные структуры были дислоцированы и частично переориентированы в северо-западном направлении, но в большинстве случаев можно реконструировать их первичную субмеридиональную и северо-восточную позицию. Данные граниты постепенными переходами связаны со струйчатыми мигматитами, имеющими сходные структурные элементы.

Таким образом, рассмотренный участок иллюстрирует особенности структурно-кинематических парагенезов селецкого и свекофеннского циклов. Селецкие структуры представлены складками субмеридиональной–северо-восточной ориентировки, контролировавшими магматическое размещение друзитов. Близкую пространственную позицию с этими складками имеет линейность транспорта в гранитоидах. На данные структуры селецкого цикла накладываются свекофеннские структурно-вещественные парагенезы. Наиболее ярко они выражены в развитии пологих сбросов, C-S-структур и левосдвиговых зон. Смещение висячих блоков происходило в северо-западном направлении. Развитие пологих срывов и сбросов сопровождалось почти одновременным смятием поверхностей сбрасывания в складки конической морфологии. Параллельно шарнирам этих складок, погружающимся в северо-западном направлении, развита линейность транспорта типа «В», характеризующая их как пликативные структуры продольного (вдоль шарниров) тектонического транспорта. Структурно-кинематические парагенезы такого рода свойственны зонам продольного тектонического течения, построенных по принципу структур «сбрасывания и сбрасывания» (faulting and faulting) [Mancktelow et al., 1994].

Развитие структур, отражающих свекофеннские процессы продольного тектонического течения, отмечается на всем протяжении северо-восточного крыла Серякской антиформы и в области смежной с ней Гангосской синформы (см. рис. 3.30 и 3.31). Однако здесь кинематическая ситуация несколько сложнее, чем в районе мыса Толстик. В пределах этой области развита система пологих дугообразных в плане разрывов, образующих фестончатый структурный рисунок. С юго-запада эти структуры ограничены зоной сдвига, приуроченной к осевой части Серякской антиформы. Дугообразные нарушения, полого падающие к северо-западу, срезают и секут сжатые складки северо-западной ориентировки. В свою очередь, некоторые сместители сами испытывают смятие и вновь подрезаются пологими менее дислоцированными разрывами. Такая ситуация прослеживается вплоть до Валасской антиформы, в области развития которой система пологих фестончатых разрывов постепенно разворачивается и, погружаясь к северо-востоку, теряется под водами Кандалакшского залива. Возможным их продолжением на противоположном берегу являются дугообразные надвиги Кандалакшской синформы (см. рис. 3.20 и 3.11). В обоих случаях отмечаются признаки вращения и надвигового телескопирования тектонических чешуй, выраженные в траекториях тектонического транспорта и сдвиговых составляющих перемещений вдоль дугообразных разрывов (см. рис. 3.31).

Пологие дугообразные нарушения хорошо дешифрируются на продольном сейсмопрофиле 1-ЕВ, где видна их листрическая морфология (рис. 3.33, А). В конкретных обнажениях они представлены пологими разрывами и связанными с ними складками, зонами тектонического разлинзования и рассланцевания (см. рис. 3.33, Б). В некоторых случаях они отчетливо секут более ранние складчатые структуры и зоны развития мигматитов–агматитов ребольского цикла (см. рис. 3.33, В). Сложно построенные пологие тектонические зоны нередко образуют разноранговые системы дуплексов сжатия с интенсивным торошением тектонических линз (см. рис. 3.33, Г). Признаки длительного развития

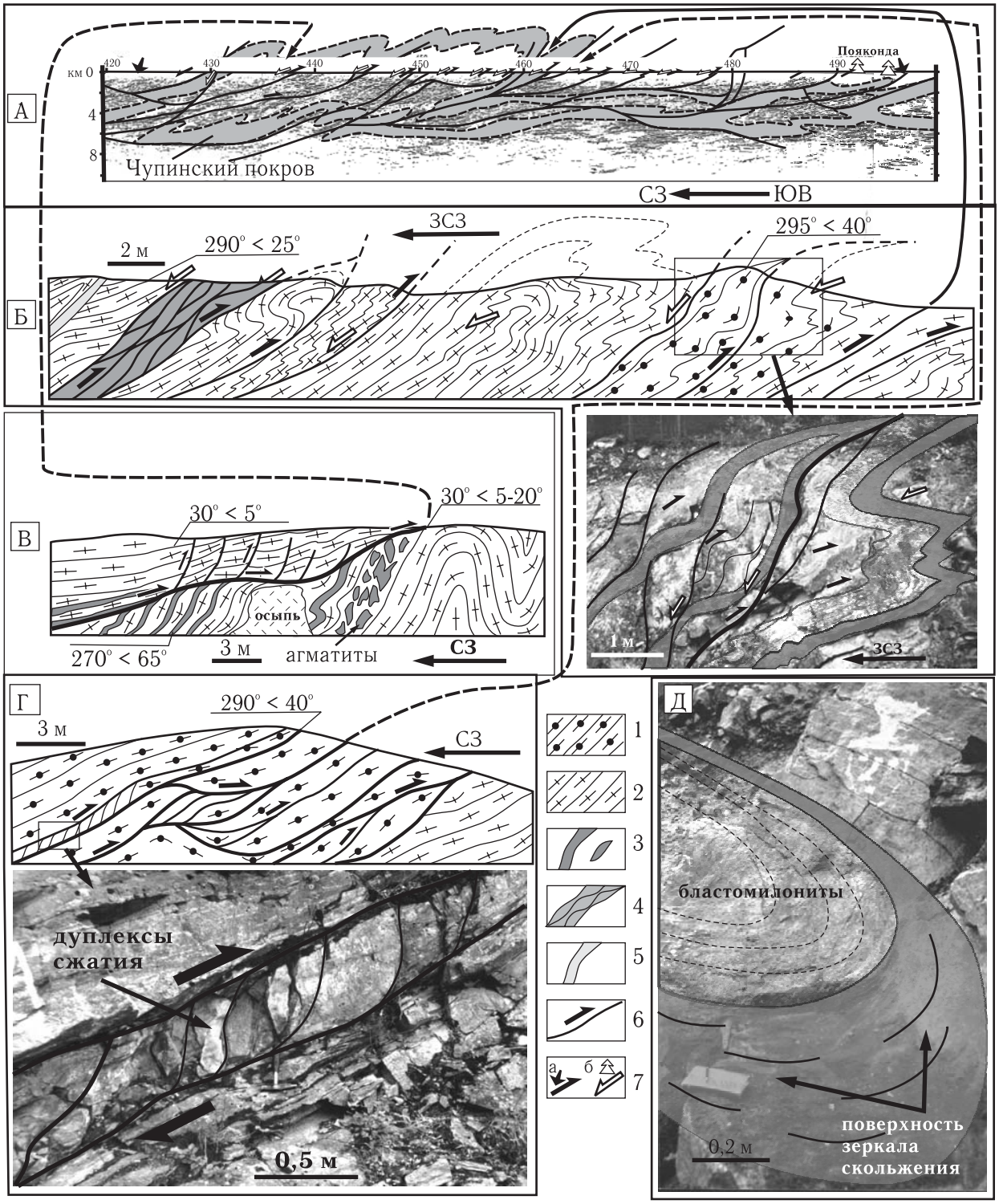


Рис. 3.33. Зоны пологих свекофеннских нарушений в районе Серякской антиформы

А — фрагмент продольного сейсмического профиля 1-ЕВ (местоположение разреза и условные обозначения см. на рис. 3.10 и 3.11). Б–Д — детальные геолого-структурные разрезы и фрагменты структур, иллюстрирующие морфологию свекофеннских пологих разрывов

1 — биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты; 2 — Гр-Бт-Мус- и Ки-Гр-Мус-гнейсы; 3 — амфиболиты; 4 — зоны разлинзования и меланжа; 5 — жилы пегматитов; 6 — надвиги; 7 — направления перемещений (по структурам динамодиафторитов первой (а) и второй (б) генераций)

данных зон проявляются в том, что поверхности сместителей ранних генераций иногда испытывают смятия в складки, сопряженные с развитием более поздних пологих разрывов (см. рис. 3.33, Д). В целом ситуация во многом напоминает процесс «сбрасывания и сбрасывания» на фоне развития складок продольного тектонического транспорта. Однако в данном случае пологие нарушения имеют более раннюю надвиговую составляющую перемещений, а сбросовая кинематика проявляется на заключительных этапах свекофеннского цикла.

Этот факт был установлен в многочисленных обнажениях на основании изучения свекофеннских C-S-структур разных генераций. Ранние их проявления отмечаются вдоль плоскостей этих разрывов, а также охватывают большие объемы смежных пород. Развитие надвигов этой стадии сопровождалось формированием мелких асимметричных складок, замковые части которых секутся C-S-структурами первой генерации (рис. 3.34, Б, фрагмент). Асимметрия складок и морфология C-S-структур указывают на надвиговую кинематику. Ранние надвиги и связанные с ними плоскостные структуры испытывают смятие в прямые складки северо-западной ориентировки, которые подрезаются новыми надвигами с сопровождающими их C-S-структурами (см. рис. 3.34, Б). Особенно хорошо эти соотношения видны в поперечных срезах замковых частей складок, где фиксируются соотношения разновозрастных структур, включая мигматиты и сжатые складки ребольского цикла, а также в различной степени дислоцированные свекофеннские C-S-структуры (см. рис. 3.34, В). В некоторых случаях, на основании изучения соотношений процессов складкообразования с надвиговыми структурами, можно выделить до трех и более импульсов надвиговых перемещений. Однако структурно-вещественные и кинематические характеристики тектонитов при этом не меняются и такая детализация не имеет смысла.

Более поздние сбросовые перемещения относительно локализованы, маркируются проявлением

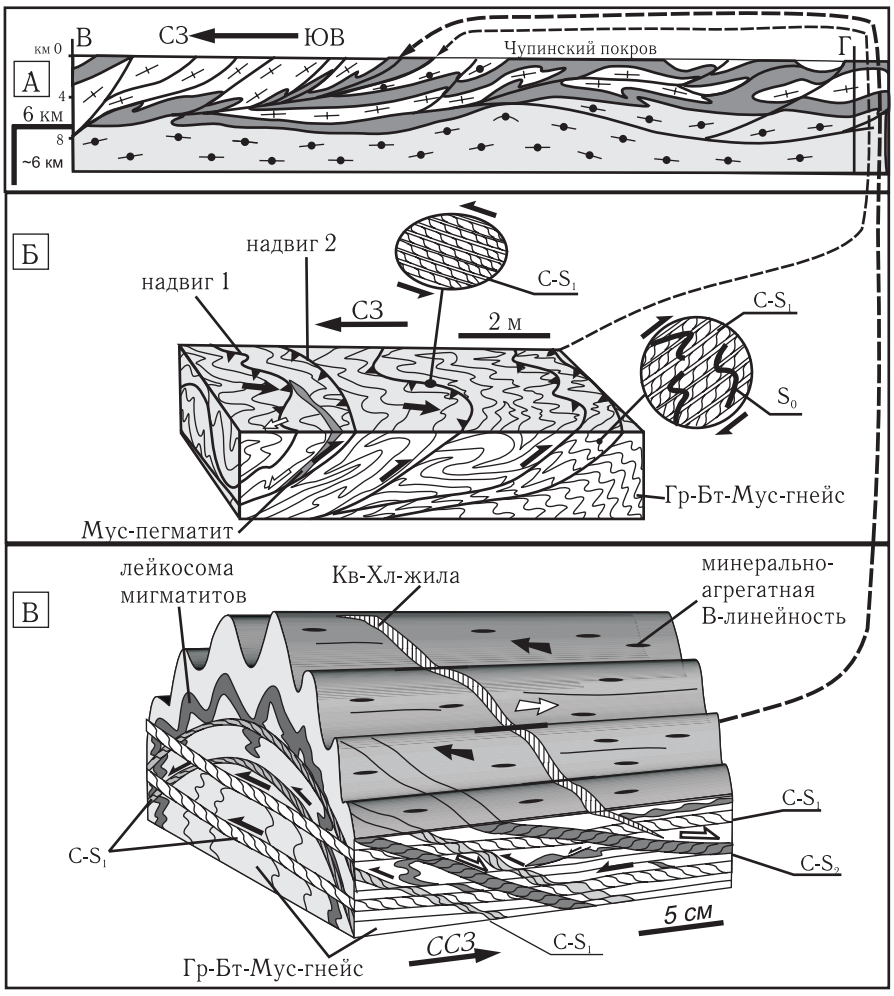


Рис. 3.34. Структурно-кинематические парагенезы в районе Серякской антиформы

А — схематизированный геологический разрез вдоль простирания структур по линии В–Г (местоположение разреза и условные обозначения см. на рис. 3.30). Б — блок-диаграмма, иллюстрирующая соотношения пологих нарушений разных генераций со складчатостью: надвиг 1 испытывает смятие в прямые складки, надвиг 2 срезает более ранние структуры, а в дальнейшем трансформируется в пологий сброс. В — блок-диаграмма, иллюстрирующая соотношения мигматитов, C-S-структур и складок разных генераций

хрупкопластических зонок с катаклазитами и C-S-структурами второй генерации заключительной стадии динамодиафтореза (см. рис. 3.34, В). Данные структуры часто конформны более ранним надвиговым генерациям C-S-структур, но нередко секут их под острыми углами. В пространственной ассоциации со сбросовыми структурами часто наблюдаются жилки кварцевого и кварц-хлоритового состава, выполняющие трещины отрыва, поперечные северо-западному простиранию структур.

В связи с проявлением свекофеннских надвиговых и сбросовых структур, а также сопряженных с ними складок развита минерально-агрегатная линейность. Обычно это линзовидные стяжения, сложенные минеральными ассоциациями, характерными для свекофеннского цикла. В чупинских глиноземистых гнейсах можно выделить последовательный ряд линейных минеральных стяжений: кианит-мусковит-кварцевые, кварц-полевошпат-мусковитовые, кварц-биотит-хлоритовые (замещают гранат), кварц-мусковит-хлоритовые, полевошпат-кварцевые и кварц-мусковитовые. В этом ряду прослеживается общая регрессивная направленность процессов метаморфизма от кианит-мусковитовой субфации до динамодиафторитов зеленосланцевой фации. Эти вещественные преобразования коррелируются с минеральными ассоциациями, маркирующими C-S-структуры в основной массе пород. Свекофеннская минеральная линейность параллельна шарнирам северо-западных складок и траекториям тектонического транспорта, что характеризует ее как линейность типа «В» (см. рис. 3.34, В).

В области периклинального замыкания Серякской антиформы развиты разноранговые дополнительные складки, шарниры которых полого погружаются к северо-западу. Складки чередуются с конформными их простиранию сдвигами и взбросо-надвигами, характеризующими обстановку транспрессии. Многочисленные мелкие и крупные тела друзитов маркируют тектонически разобщенные и переориентированные фрагменты селецких зон складчато-разрывных дислокаций. В районе бывшего поселка Лягкомина в водоотводном русле плотины отмечается представительное обнажение, характеризующее соотношения палеопротерозойских структурно-кинематических парагенезов (рис. 3.35, А, Б).

Здесь обнажается фрагмент призамковой части крупной антиклинали, в ядре которой развито линзообразное тело друзитов. Друзиты облекаются гранат-биотит-мусковитовыми чупинскими гнейсами, подверженными вдоль контакта с мафитами микроклинизации (см. рис. 3.35, Б). Выше по разрезу отмечаются биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы с мелкими линзами в разной степени дислоцированных друзитов, представленных габброноритами и метапироксенитами. Наименее измененные породы этого типа размещаются в структурах замкового отслаивания селецких складок с горизонтальными осевыми плоскостями (см. рис. 3.35, В). Местами их контакты сопровождаются узкими зонками закаливания, но нередко, при увеличении интенсивности наложенных деформаций, осложняются рассланцеванием и формированием C-S-структур (см. рис. 3.35, Г). Последние с той или иной степенью интенсивности развиты по всему разрезу вдоль субгоризонтальных поверхностей ортогональных к осевой плоскости главной складки, контролирующей массив друзитов. В микроклинизированных гнейсах развитие сдвиговых деформаций приводит к формированию порфирокластовых структур с характерными сигмоидальными и раздробленными порфирокластами микроклина (см. рис. 3.35, Д). В основной массе этих пород отмечаются прерывистые зонки с C-S-морфологией. В верхней части видимого разреза апикальная область главной складки срезается системой свекофеннских надвигов, сопровождаемых асимметричными опрокинутыми складками (см. рис. 3.35, Б). Тела друзитов здесь подвержены пликативным дислокациям, тонкому разлинзованию и рассланцеванию. Во вмещающих гнейсах хорошо развиты C-S-структуры двух генераций (см. рис. 3.35, Б, фрагмент).

Рассмотренный пример характеризует соотношения селецких и свекофеннских структурно-вещественных парагенезов. Первые представлены складками с крутыми и горизонтальными осевыми плоскостям, контролирующими магматическое размещение друзитов. Свекофеннские дислокации в основном связаны с процессами надвигообразования, дискордантно наложенными на селецкие структурные формы.

По направлению к юго-западу от Серякской антиформы отмечается область развития свекофеннских куполов, имеющих колчановидную морфологию [Миллер, 1997]. Оси этих структур опрокинуты к юго-западу (см. рис. 3.31). По удалению от этой зоны интенсивность свекофеннских дислокаций постепенно угасает вплоть до краевой части Карельского массива, маркируемой Тикшозерским зеленокаменным поясом, в области которого широко развиты свекофеннские структуры сдвига.

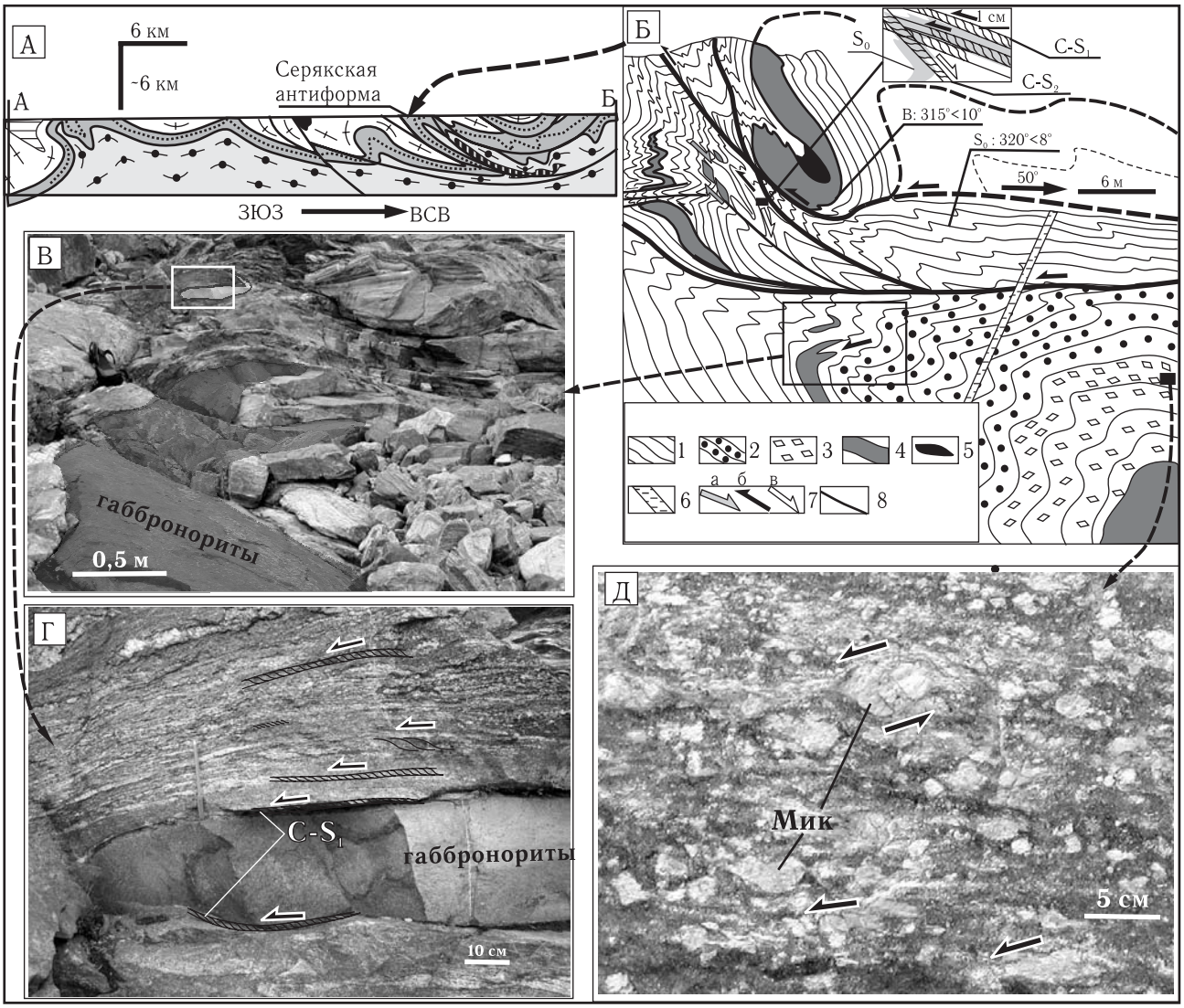


Рис. 3.35. Структурно-кинематические парагенезы в районе северо-западного периклинального погружения Серякской антиформы

А — схематизированный геологический разрез на широте пос. Зеленоборский по линии А–Б (местоположение разреза и условные обозначения см. на рис. 3.30). Б — геолого-структурный разрез в районе пос. Лягкомина, иллюстрирующий соотношения селецких и свекофеннских структур: 1 — биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы; 2 — гранат-биотит-мусковитовые гнейсы; 3 — микроклинизированные гнейсы; 4 — палеопротерозойские габбронориты; 5 — пироксениты; 6 — рифей-палеозойские (?) лампроиты; 7 — направления перемещений: а — селецкого цикла, б, в — свекофеннского цикла (по структурам динамодиафторитов первой (б) и второй (в) генераций); 8 — разрывы. В, Г — фрагменты структур: В — линзовидные тела габброноритов в позиции структур замкового отслаивания складок с горизонтальными осевыми плоскостями, Г — развитие C-S-структур в краевых частях тела габброноритов; Д — сигмоидальные структуры порфирокласт микроклина в гнейсах

* * *

В целом в пределах Серяк-Ковдозерского сегмента намечаются две области с различными структурно-кинематическими парагенезами и рисунками. Юго-западная часть сегмента характеризуется слабо выраженными свекофеннскими структурными преобразованиями и соответствующей хорошей сохранностью селецких зон складчато-разрывных дислокаций север-северо-восточного простирания. В северо-восточной части сегмента проявлены интенсивные процессы продольного тектонического течения свекофеннского цикла, обусловившие существенную дезинтеграцию и переориентирование более ранних селецких структур. Тектонические перемещения в этой области развивались по сис-

теме желобообразных пологих нарушений, образующих фестончатый структурный рисунок (см. рис. 3.31). Главная зона сдвига, контролирующая позицию пологих разрывов, приурочена к осевой части Серякской антиформы и имеет северо-западное простирание. На ранних стадиях свекофеннского цикла дугообразные нарушения представляли собой телескопированные надвиги, а сопряженная с ними зона сдвига — область транспрессии. В дальнейшем на заключительной стадии свекофеннского цикла формировались сбросы, отчасти наследующие более ранние поверхности надвигов. Сопряженная с пологими нарушениями зона сдвига в приосевой части Серякской антиформы на этой стадии представляла собой область левосдвиговой трансстенсии. В целом надвиговые и сбросовые перемещения вдоль пологих разрывов сопровождались перманентным смятием сместителей в складки, шарниры которых ориентированы параллельно линейности типа «В» и направлению тектонического транспорта. По этому признаку данные структуры представляют собой складки продольного тектонического течения и отражают соответствующий динамический режим (продольное растяжение и течение).

Свекофеннские тектониты данного района достаточно хорошо коррелируются по вещественным и структурно-кинематическим характеристикам с аналогичными образованиями Колвицко-Умбинского пояса. Это позволяет полагать, что центральная и северо-восточная части Серяк-Ковдозерского сегмента в кинематическом отношении сопряжены с процессами формирования Колвицко-Умбинской горизонтальной протрузии.

3.3.3. Чупинский сегмент Беломорского пояса

Геологические исследования в пределах Чупинского сегмента в основном проводились в связи с изучением месторождений пегматитов мусковитовой формации [Гродницкий, 1982, 1991, 1998; Зарубин, 1969; Салье и др., 1985; Тугаринов и др., 1970]. Специальные работы посвящены анализу процессов метаморфизма и структурообразования [Володичев, 1969, 1975, 1990; Глебовицкий и др., 2000; Гродницкий и др., 1985, 1989; Ручьев, 1998 а,б, 2000, 2001; Сыстра, 1978; Терехов, 2003]. В этих публикациях отмечается существенная роль палеопротерозойских тектонометаморфических процессов в формировании структурно-вещественных ансамблей данного района. Особенно большое значение имели свекофеннские преобразования, проявившиеся в широких полях развития динамодиафторитов, контролирующих проявления месторождений пегматитов мусковитовой формации.

Общие черты геологического строения

Чупинский сегмент Беломорского пояса расположен между Серяк-Ковдозерским и Энгозерским сегментами и ограничен от них системой субширотных разломов. Данная область отличается от смежных в основном стилем и пространственными ориентировками палеопротерозойских структурных ансамблей, для которых отмечается преобладание субширотных ориентировок различных структур (рис. 3.36).

В строении Чупинского сегмента участвуют породы ковдозерского, чупинского, хетоламбинского и керетского комплексов, составляющих систему тектонических пластин, погружающихся к северо-востоку. В современном эрозионном срезе создается впечатление о моноклинальной структуре данного тектонического пакета, надвинутого на краевую часть Карельского массива — ковдозерский комплекс. Однако, как было показано выше, вся система тектонических покровов находится в опрокинутом залегании и размещается в висячем крыле крупной лежачей синформы (см. рис. 3.6).

Общая покровно-складчатая структура, сформированная в процессе ребольского тектонометаморфического цикла, осложнена наложенными дизъюнктивно-пликативными нарушениями северо-восточной и субширотной ориентировки, сформировавшимися преимущественно в процессе селецкого и свекофеннского циклов (см. рис. 3.36). Среди них наиболее хорошо выражены субширотные зоны правых, но чаще левых сдвигов, маркируемых динамодиафторитами и метасоматитами свекофеннского возраста. В промежутках межу этими зонами и сопряженно с ними развиты надвиги и пологие сбросы, часто наследующие поверхности сместителей ребольских покровов. Данные пологие нарушения часто секут складчатые структуры, и сами, в свою очередь, испытывают смятие в разноориентированные складки.

Статистический анализ полюсов структурно-метаморфической расслоенности пород данного

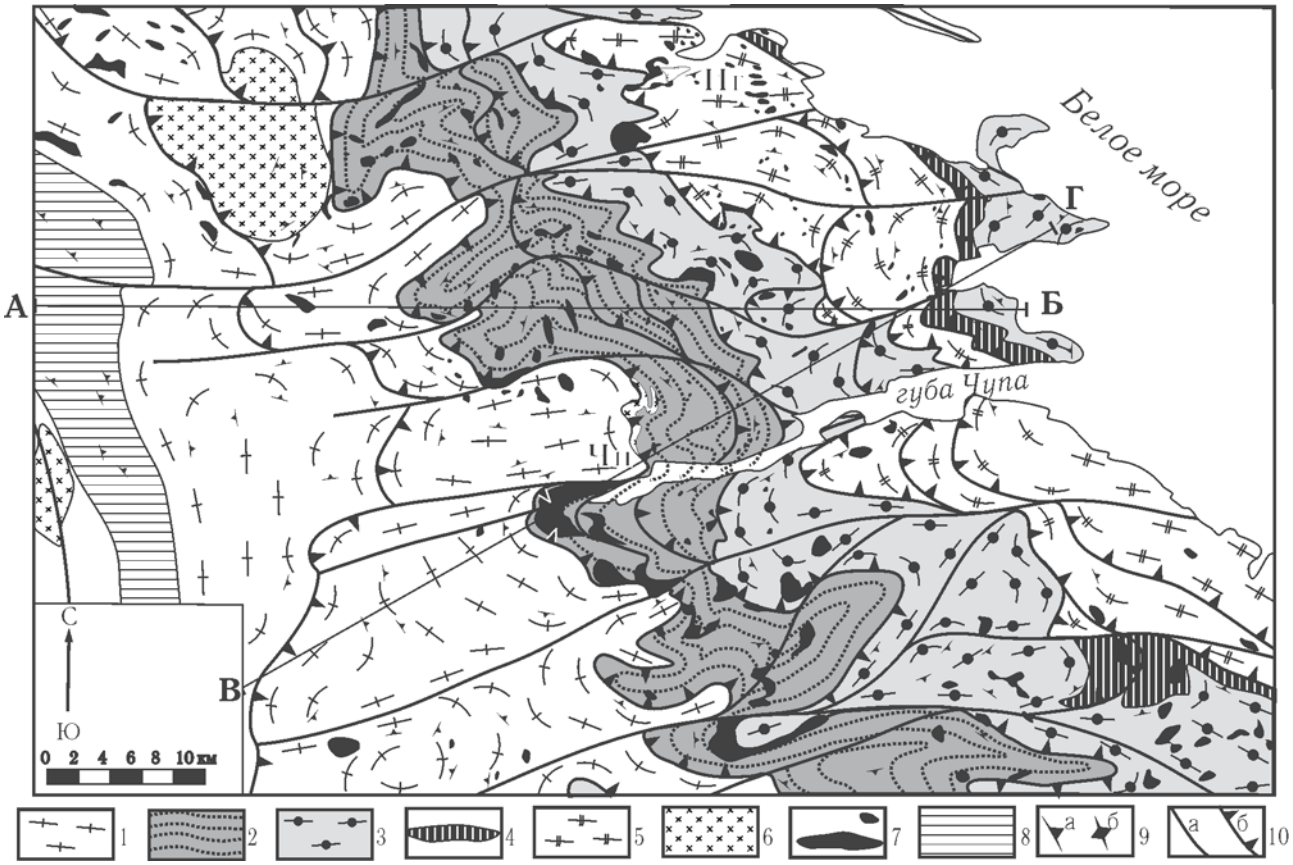


Рис. 3.36. Схема геологического строения Чупинского сегмента. Местоположение участка см. на рис. 3.10 (составлено с использованием данных: [Гродницкий, 1998; Миллер, 2002; фондовые материалы])

1–5 — *неоархейские образования Беломорского пояса*: 1 — Ковдозерский комплекс (покров) — преимущественно биотитовые, реже биотит-амфиболовые тоналитогнейсы, гнейсограниты; 2 — Чупинский покров — глиноземистые гнейсы (гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотит-мусковитовые, биотит-мусковитовые); 3 — Хетоламбинский покров — преимущественно амфиболовые и биотит-амфиболовые тоналитогнейсы, трондьемиты, гранодиориты, скиалиты орто- и параамфиболитов; 4 — «мафические зоны» в составе Хетоламбинского покрова — гранитизированные метабазиты и ультрабазиты; 5 — Керетский покров — преимущественно биотитовые тоналитогнейсы; 6 — эндербиты, чарнокиты, порфировидные граниты (неоархей — 2,4 млрд лет); 7 — массивы мафит-ультрамафитов (друзиты, 2,45–2,35 млрд лет); 8 — неоархейские (лопийские) зеленокаменные комплексы; 9 — элементы залегания гнейсовидности и сланцеватости в наклонной (а) и вертикальной (б) позиции; 10 — разрывы крутопадающие (а) и пологие (б).

Буквенные обозначения: Чп — пос. Чупа, Нг — район пос. Нильмогуба

участка позволяет реконструировать системы складок широтной, северо-восточной и северо-западной ориентировки (рис. 3.37, I). Судя по малодуговым траекториям рассеивания полюсов, значительная часть этих складок имеет коническую морфологию, что указывает на их связь с зонами сдвига. Шарниры мелких складок разных генераций образуют некоторые поля концентрации, соответствующие ориентировкам геометрических шарниров крупных складок, но в целом они широко рассеяны, отражая полихронные наложенные деформации (см. рис. 3.37, II). Аналогичным закономерностям подчиняется минерально-агрегатная линейность (см. рис. 3.37, III). По характеру этих тектонических ориентировок данный сегмент сильно отличается от Серяк-Ковдозерского и Колвицко-Умбинского, которые в большей степени линеаризованы в северо-западном направлении. Эти особенности можно отнести на счет относительно менее интенсивных свекофеннских деформаций, сквозь которые «просвечивают» более ранние структуры. Вместе с тем, это противоречит полевым наблюдениям, показывающим чрезвычайно широкое развитие свекофеннских динамодиафторитов и метасоматитов, образующих обширные поля. Объяснение этому, по-видимому, заключа-

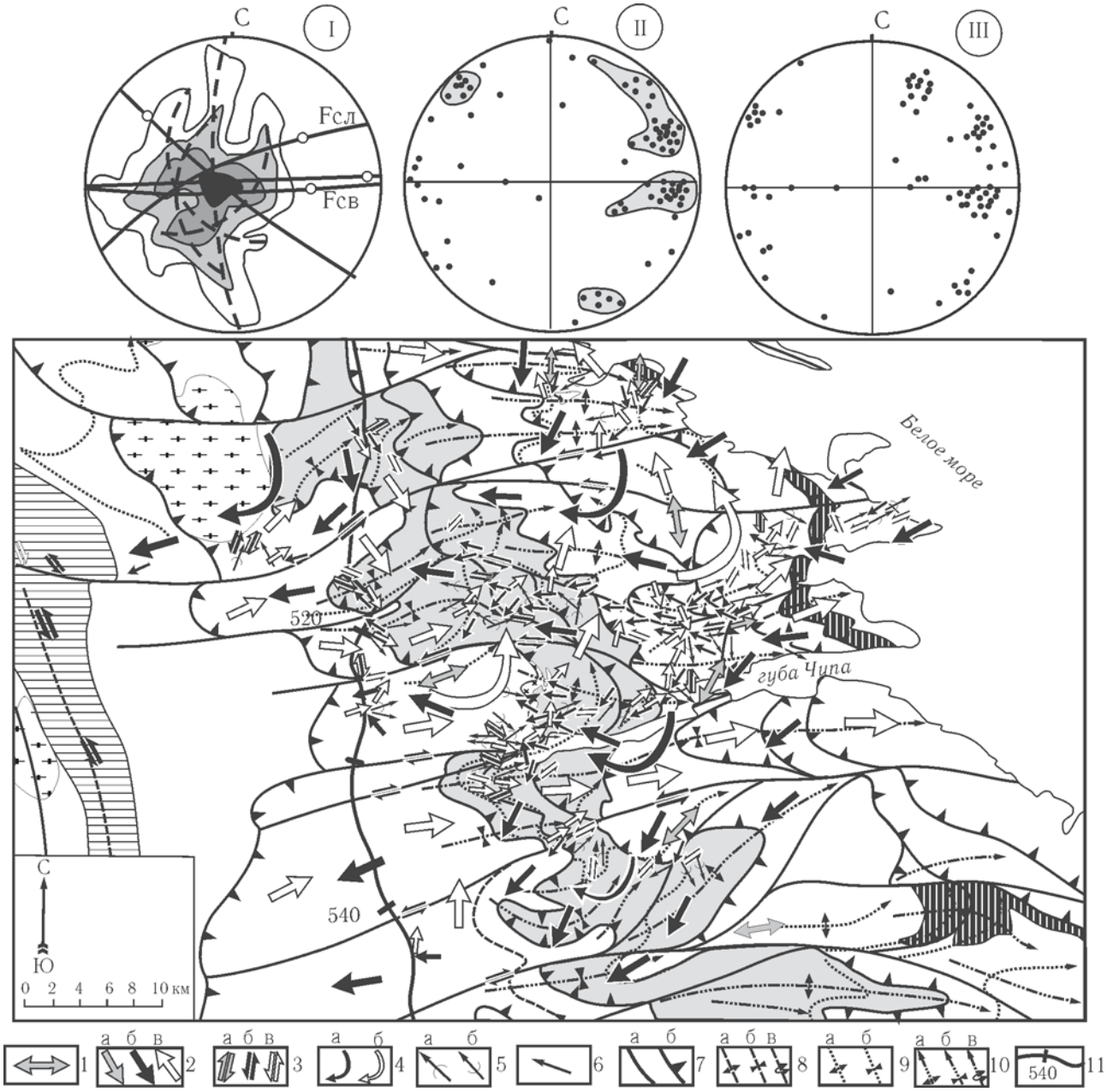


Рис. 3.37. Структурно-кинематическая схема Чупинского сегмента. Содержание геологических контуров см. на рис. 3.36

1 — направления растяжения селецкого цикла; 2 — векторы тектонического транспорта, характеризующие направления перемещений висячего литона (блока): а — селецкого цикла, б, в — свекофеннского цикла (по структурам динамодиафторитов первой (б) и второй (в) генераций); 3 — направления сдвиговых перемещений: а — селецкого цикла; б, в — свекофеннского цикла (по структурам динамодиафторитов первой (б) и второй (в) генераций); 4 — предполагаемые направления вращения крупных доменов для свекофеннского цикла (по структурам динамодиафторитов первой (а) и второй (б) генераций); 5 — шарниры антиклиналей (а) и синклиналей (б); 6 — минерально-агрегатная линейность; 7 — разрывы крутопадающие (а) и пологие (б); 8–10 — следы осевых поверхностей складок и зон складчато-разрывных дислокаций (а — антиклиналей, б — синклиналей, в — опрокинутых складок): 8 — ребольского цикла, 9 — селецкого цикла, 10 — свекофеннского цикла; 11 — линия геотраверса 1-ЕВ

Стереографические проекции ориентировки структурных элементов на нижнюю полусферу: I — полюса тектонометаморфической расслоенности (255 замеров, изолинии: 9, 5, 2, 0,5 %), II — шарниры складок; III — минерально-агрегатная линейность

ется в структурно-кинематической обособленности данного сегмента.

Структурно-вещественные и кинематические парагенезы

Структурно-кинематические исследования были проведены в восточной части Чупинского сегмента, где условия обнаженности и многочисленные открытые горные выработки предоставляют хорошие возможности для структурных работ. Основное внимание уделялось палеопротерозойским кинематически значимым мезо-микроструктурам, результаты изучения которых отражены на схеме (см. рис. 3.37).

В пределах данного сегмента достаточно хорошо выражены селецкие зоны складчато-разрывных дислокаций, маркируемые цепочками мелких массивов друзитов (2,45–2,35 млрд лет). Характерный пример таких структур в районе пос. Нильмогуба был рассмотрен ранее (см. рис. 3.13). Этот случай иллюстрирует синкинематическое размещение базитовых расплавов в замковых частях селецких складок и последующую дезинтеграцию магматических тел в процессе свекофеннских преобразований. Аналогичную позицию имеют крупные массивы друзитов в районе пос. Чупа и в ряде других мест (см. рис. 3.36).

Силлообразные массивы друзитов нередко контролируются системами селецких пологих сбросов, часто унаследующих поверхности надвигообразования ребольских покровов (рис. 3.38, А, Б). Представленное в стенках карьера уникальное обнажение в районе пос. Хетоламбина, по-видимому, скоро будет окончательно затоплено. Здесь отмечается два сближенных силла габброноритов, маркирующих пологие сбросы листрической морфологии (см. рис. 3.38, Б). В центральных частях данных тел мафиты изменены относительно слабо и имеют офитовые и друзитовые структуры. Между силлами наблюдается пластообразное тело биотитовых гнейсов, испытавших термальное воздействие, частичную перекристаллизацию и амфиболитизацию в результате воздействия базитовых расплавов. В этих гнейсах сохранились элементы рассланцевания, синхронного внедрению друзитов, которые указывают на сбросовую составляющую перемещений в восточных румбах. Во внешних краевых частях массивы друзитов подвержены интенсивному рассланцеванию с формированием бластомилонитов биотит-амфиболового состава. Зоны рассланцевания также густо пронизывают вмещающие гнейсы беломорской серии, образуя линзовидно-петельчатые системы (см. рис. 3.38, Б). Минеральные преобразований в бластомилонитах этих зон имеют регрессивную направленность и позволяют выявить две генерации свекофеннских динамодиафторитов и соответствующих им структур. C-S-структуры первой генерации отражают надвиговые перемещения к северо-западу, а второй — преимущественно сбросовые смещения висячих литонов в восточных румбах.

Конформно зонам рассланцевания развиты обширные зеркала скольжения. Их строение весьма сложное: наряду с плоскими поверхностями отмечаются цилиндрические и ступенеобразные поверхности скольжения, перескакивающие с одного структурного уровня на другой (см. рис. 3.38, В). Вдоль этих нарушений также развиты свекофеннские динамодиафториты двух генераций: 1) биотит-амфиболовые бластомилониты; 2) хлорит-эпидот-кварцевые катаклазиты и хлоритовые образования, покрывающие тонкой шлифованной пленкой зеркала скольжения. Асимметричные структуры динамодиафторитов первой генерации показывают сдвиго-надвиговый характер перемещений. Структуры второй генерации, в частности, тонкие уступы и борозды скольжения на поверхностях с обильной хлоритизацией, отражают сбросовую составляющую перемещений (см. рис. 3.38, В).

Рассмотренный пример в целом отражает относительно простой случай последовательного развития структур: 1) формирование пологих сбросов селецкого цикла и внедрение силлов габброноритов; 2) развитие свекофеннских сдвиго-надвигов и связанных с ними структур, отчасти наследующих поверхности сбрасывания; 3) проявление позднесвекофеннских сбросовых перемещений вдоль поверхностей надвигания предыдущей стадии. Интересным фактом является принцип унаследованного развития структур, характеризующих различные динамические обстановки.

Палеопротерозойские пологозалегающие системы дислокаций весьма распространены в пределах Чупинского сегмента. На уровне крупномасштабных структур они конформно вписаны в покровно-складчатую систему дислокаций ребольского цикла. Однако для структурных форм более высокого порядка эта закономерность часто нарушается: наблюдаются структуры пересечения разновозрастных тектонических поверхностей.

Эта ситуация хорошо иллюстрируется вдоль разреза по северному борту Чупинского залива.

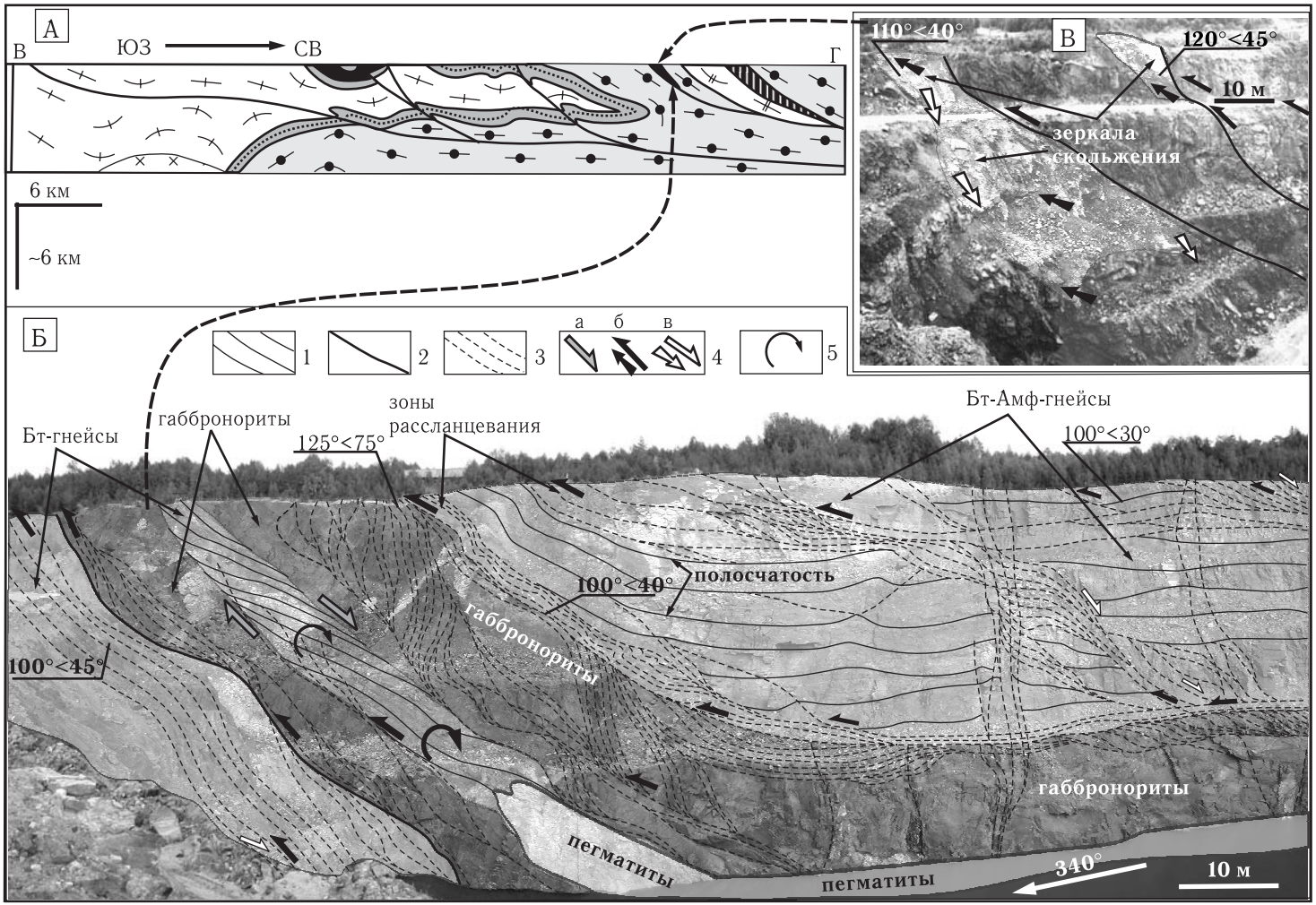


Рис. 3.38. Структурно-кинематические парагенезы селецкого и свекофеннского циклов, представленные в стенках карьера, расположенного в 4 км к востоку от пос. Хетоламбина

А — схематизированный геологический разрез по линии В–Г (местоположение разреза и условные обозначения см. на рис. 3.36). Б — геолого-структурный разрез (фотопанорама) восточной стенки карьера: иллюстрирует соотношения селецких и свекофеннских структурно-кинематических парагенезов в зоне тектонического размещения силла габброноритов: 1 — полосчатость гнейсов; 2 — пологие разрывы; 3 — зоны рассланцевания и развития C-S-структур; 4 — направления перемещений: а — селецкого цикла, б, в — свекофеннского цикла (по структурам динамодиафторитов первой (а) и второй (б) генераций); 5 — направления вращения структур селецкого цикла. В — ступенеобразные поверхности свекофеннских пологих разрывов в западной стенке карьера

Здесь глиноземистые гнейсы Чупинского покрова, залегающие в висячем крыле крупной лежачей складки, перекрывают гнейсы ковдозерского комплекса (рис. 3.39, А). Внутренняя структура Чупинского покрова характеризуется как сложноскладчатая и дискордантная по отношению к плоскостям его обрамления. В чупинских гнейсах нередко реконструируется крутое залегание ранней тектонометаморфической расслоенности, осложненной складками с горизонтальными осевыми поверхностями. Размеры последних достигают нескольких десятков метров, а зеркала складчатости этих структур имеют крутое положение (см. рис. 3.39, Б). Данные складки часто срезаются свекофеннскими надвигами, усложняются и трансформируются в покровные пликативные структуры. Палеопротерозойские пологие нарушения представлены селецкими пологими сбросами и свекофеннскими над-

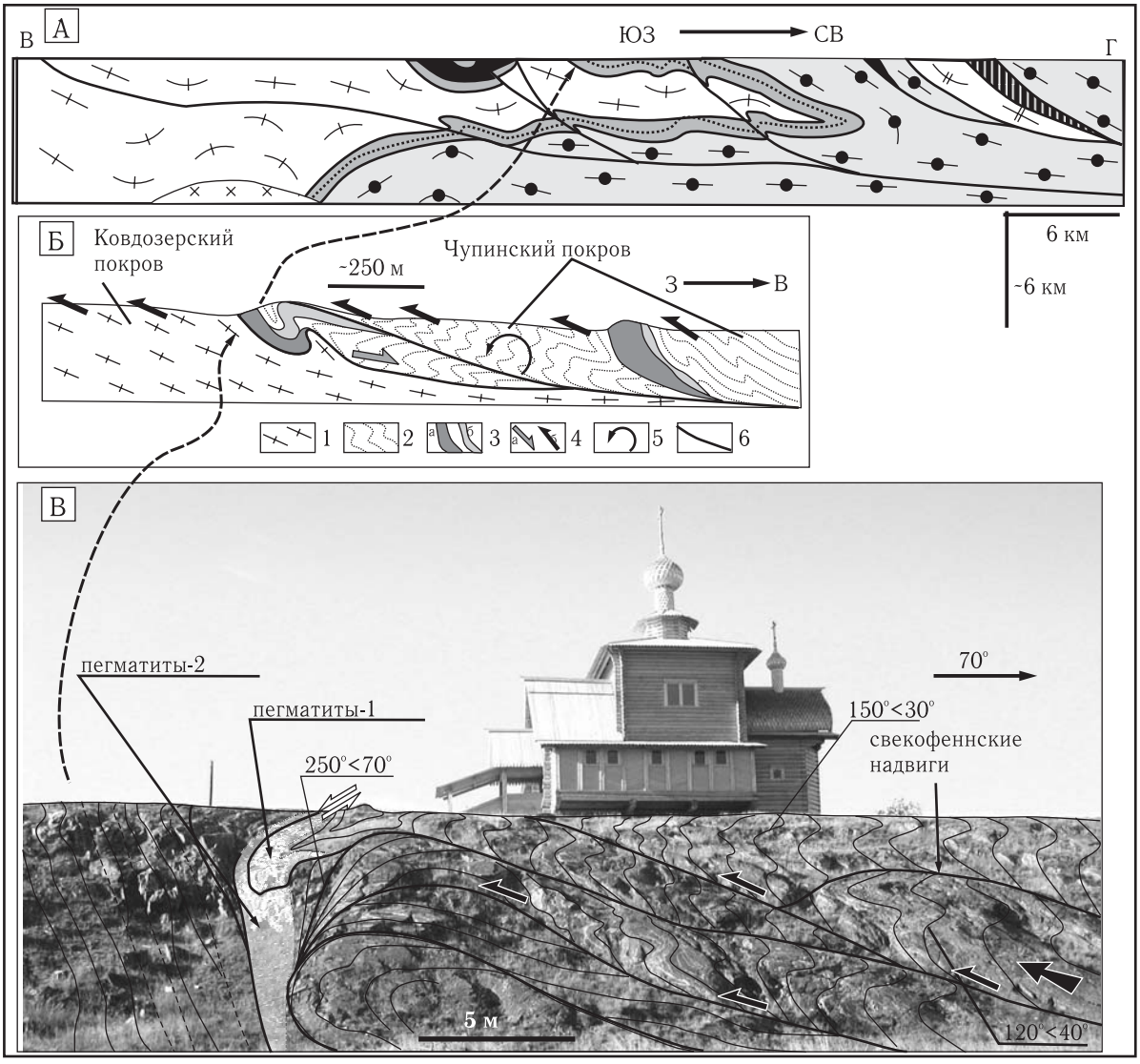


Рис. 3.39. Морфология пологих палеопротерозойских нарушений в районе пос. Чупа

А — схематизированный геологический разрез в районе пос. Чупа по линии В–Г (местоположение разреза и условные обозначения см. на рис. 3.36). Б — геолого-структурный разрез в районе п. Чупа, иллюстрирующий унаследованный характер развития и кинематические соотношения селецких и свекофеннских пологих нарушений: 1 — биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы; 2 — глиноземистые гнейсы; 3 — палеопротерозойские габбронориты (а) и порфировидные плагиомикроклиновые граниты (б); 4 — направления перемещений селецкого (а) и свекофеннского (б) циклов; 6 — результирующее направление вращения структур; 5 — направления вращения структур селецкого цикла. В — обнажение в пос. Чупа: система свекофеннских надвигов, смятых в опрокинутые складки, и их соотношение с более ранними (пегматиты-1) и более поздними (пегматиты-2) пегматитами мусковитовой формации (пояснения см. в тексте)

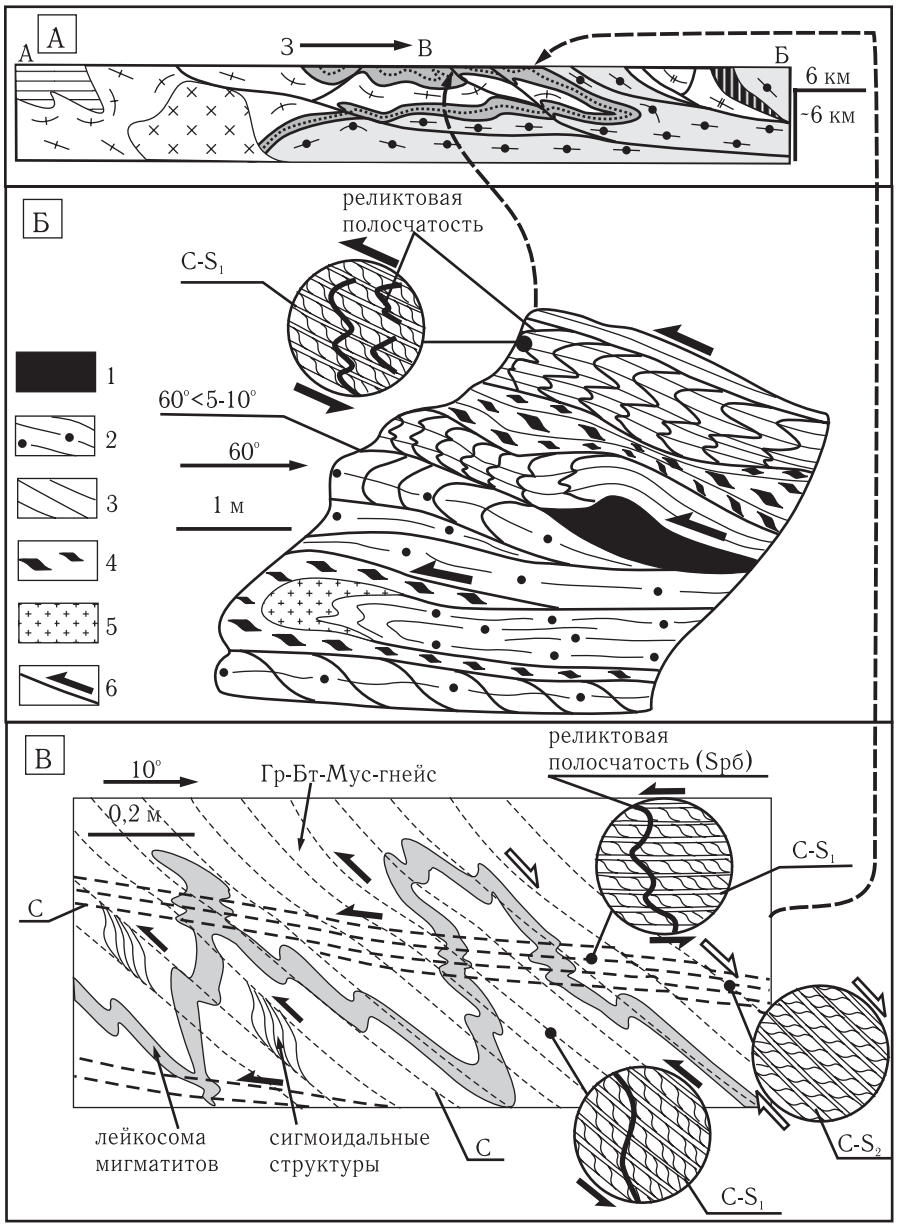


Рис. 3.40. Структурно-кинематические парагенезы в зонах свекофеннских надвигов в районе пос. Карельский

А — схематизированный геологический разрез на широте пос. Карельский по линии А–Б (местоположение разреза и условные обозначения см. на рис. 3.36). Б — вид в разрезе тектонометаморфического меланжа в зоне свекофеннского надвига: 1 — серпентиниты; 2 — диафторированные гранатовые ортоамфиболиты; 3 — Ки-Гр-Мус-гнейсы; 4 — грейзенизированные порфирокластические гнейсы; 5 — мусковитовые пегматиты; 6 — тектонические поверхности и направления перемещений по ним. В — соотношения свекофеннских C-S-структур различных кинематических импульсов и генераций со складками (вид в разрезе)

Пояснение букв на схемах см. на рис. 3.14

вигами. Структурно-вещественным признаком первых являются линзообразные тела и силлы габброноритов (друзитов), маркирующие их сместители.

В пространственной ассоциации с друзитами находятся крупные жилообразные тела порфировидных плагиомикроклиновых гранитов (см. рис. 3.39, Б). Их формирование связано с процессами анатексиса вмещающих пород в условиях декомпрессии и общего растяжения. Развитие в этой ситуации пологих сбросов листрической морфологии могло существенно повлиять на структурную позицию ранней метаморфогенной расслоенности чупинских гнейсов, обусловив ее вращение от субгоризонтальной до более крутопадающей позиции (см. рис. 3.39, Б). Синхронно с этим процессом могли формироваться складки, связанные с вертикальным (гравитационным?) сплющиванием толщ. Последующее развитие свекофеннских надвигов усугубило это вращение и трансформировало всю систему структур в покровно-складчатое сооружение.

Морфология свекофеннских надвигов и их соотношения с более ранними структурами видны в представительном обнажении в районе пос. Чупа. Здесь обнажается тело диоритов и тоналитов, замещающих биотитовые гнейсы и ортоамфиболиты в поднадвиговой области Чупинского покрова (см. рис. 3.39, В). В процессе этого замещения сформировались крупнополосчатые, «бревенчатые» и агма-

титовые текстуры, а впоследствии проявились полосчатые мигматит-артериты трондьемитового состава. Время магматической кристаллизации диоритов на основании U-Pb датирования по циркону соответствует возрасту 2727 млн лет, а проявление мигматитов и метаморфизма амфиболитовой фации охарактеризовано цифрой 2707 млн лет [Глебовицкий и др., 2000]. Ранние плоскостные структуры ребольского цикла поставлены «на голову» и испытали смятие в складки с пологими осевыми плоскостями. Свекофеннские малоамплитудные надвиговые зоны отчетливо секут все более ранние структуры и сопровождаются бластомилонитами эпидот-амфиболитовой фации. Их прогрессивное развитие сопровождалось смятием ранних генераций свекофеннских сместителей в опрокинутые и лежачие складки и формированием новых плоскостей надвигания. Ранние жилы пегматитов мусковитовой формации (1,9–1,85 млрд лет) участвуют в процессе смятия ранних генераций надвигов, а более поздние — отчетливо секут все структуры и не имеют признаков внутренних деформаций (см. рис. 3.39, В).

В целом структурные ансамбли по разрезу в районе пос. Чупа иллюстрируют следующие тектонические процессы: 1) ребольский цикл — развитие тектонометаморфической расслоенности в процессе формирования покровов (2,7 млрд лет); 2) селецкий цикл — проявление пологих листрических сбросов, внедрение силлов габброноритов (2,4 млрд лет) и связанных с ними гранитов, а также вращение ранней метаморфической расслоенности вокруг горизонтальной оси и ее смятие в складки с горизонтальными осевыми плоскостями; 3) свекофеннский цикл — развитие надвигов и лежачих складок, отчасти наследующих поверхности сбрасывания, формирование пегматитов мусковитовой формации (1,9–1,8 млрд лет).

Свекофеннские надвиги иногда сопровождаются зонами тектонометаморфического меланжа мощностью до нескольких метров (рис. 3.40, А, Б). В их строении участвуют литологически гетерогенные линзы, фрагменты оторванных замков складок, крупные линзы и пластины дискордантно складчатых гнейсов, бластомилониты, динамодиафториты и метасоматиты различного состава. Индикаторами свекофеннского возраста данных образований являются процессы динамодиафтореза, достигающие условий зеленосланцевой фации, грейзеноподобные метасоматиты и связанные с ними линзы мусковитовых пегматоидов. Асимметричные формы, структуры вращения порфирокласт граната и полевого шпата, а также C-S-структуры согласуются с надвиговой кинематикой этих зон. В сильно тектонизированных породах отмечаются реликтовые фрагменты ранней метаморфической расслоенности, смятой в складки с горизонтальными осевыми плоскостями (см. рис. 3.40, Б). Это согласуется с рассмотренными выше примерами и указывает на то, что свекофеннское тектоническое расслоение и надвигообразование нередко накладывалось на крутопадающие ранние плоскостные структуры.

В пределах всего Чупинского сегмента свекофеннские дислокации носят объемный характер. В бортах зон надвигообразования развиты «рассеянные» по разрезу C-S-структуры, охватывающие значительные объемы горных масс. По структурно-вещественным признакам удается выделить две генерации C-S-структур, представленных различными тектонитами: динамодиафторитами эпидот-амфиболитовой фации и более поздними бластокатаклазитами зеленосланцевой фации. При этом в рамках одной генерации структур часто фиксируется несколько кинематических импульсов, проявленных в C-S-структурах разной ориентировки (см. рис. 3.40, В). Характер пересечения указывает на последовательность их проявления, но нередко отмечается взаимоналожение, из которого следует, что тектонические подвижки периодически возобновлялись, следуя ослабленным поверхностям то одних, то других направлений. Ранние генерации C-S-структур обычно отражают надвиговые и сдвиго-надвиговые перемещения. Структуры второй генерации чаще имеют сбросовую составляющую перемещений (см. рис. 3.40, В). Вдоль крутопадающих субширотных нарушений C-S-структуры разных генераций характеризуют сдвиговые подвижки правого, но чаще левого знака.

* * *

Как было показано на конкретных примерах, в пределах данного района широко распространены долгоживущие зоны пологих дислокаций. Тектонические перемещения вдоль этих зон развивались в следующем порядке: 1) селецкий цикл — развитие листрических сбросов, вращение ранней метаморфической расслоенности вокруг горизонтальной оси, и ее смятие в складки с горизонтальными осевыми плоскостями; 2) свекофеннский цикл — формирование надвигов и лежачих складок, отчасти наследующих поверхности сбрасывания селецкого цикла; 3) последующее проявление сбросовых перемещений, осложняющих свекофеннские надви-

ги. Горизонтальные перемещения свекофеннского цикла вдоль пологих тектонических поверхностей были сопряжены с формированием субширотных сдвигов. Данный структурный ансамбль может быть охарактеризован как сдвиго-надвиговый и сдвиго-сбросовый, построенный из крупных относительно линейных доменов скольжения, ограниченных сдвигами. Сдвиговое скольжение этих доменов сопровождалось формированием внутридоменных пологих поверхностей скольжения и смятием их в складки.

В целом, эволюция кинематики данной области напоминает «волноприбойный эффект» с последовательным набеганием и откатом волны от береговой линии. Векторы тектонического транспорта различных этапов, показанные на схеме, отражают тот же эффект (см. рис. 3.37). При этом для некоторых сегментов реконструируются вихревые тектонические потоки, свидетельствующие о ротационных движениях разноранговых объемов пород.

Свекофеннские тектониты Чупинского сегмента, представленные динамодиафторитами, достаточно хорошо коррелируются по вещественным и структурным характеристикам с аналогичными образованиями Серяк-Ковдозерского и Колвицко-Умбинского сегментов. Несмотря на то, что по характеру тектонических ориентировок и структурной организации Чупинский сегмент достаточно обособлен от смежных провинций, его кинематическая эволюция вполне может быть увязана с развитием Колвицко-Умбинской горизонтальной протрузии, по отношению к которой он составляет фланговую область.

3.3.4. Энгозерский сегмент Беломорского пояса

Наиболее детальные геологические исследования с подробной характеристикой структурных и вещественных преобразований Энгозерского сегмента были проведены сотрудниками Карельского научного центра [Володичев, 1975, 1990; Слабунов, 1990, 1993; Сыстра, 1978; Щипцова, 2000]. Региональные обобщения, обосновавшие покровно-надвиговую структуру данной области, были сделаны Ю.В. Миллером [2002]. В пределах этой области автором данной работы были проведены структурно-кинематические исследования только вдоль автотрассы Мурманск–Санкт-Петербург по линии геотраверса 1-ЕВ. Полной картины, позволяющей охарактеризовать структурно-вещественные парагенезы, получить не удалось. Поэтому, описываемый район будет рассмотрен лишь в самых общих чертах с изрядной долей «фантазии», опирающейся на недостаточное количество фактического материала.

Общие черты геологического строения

В строении данной области принимают участие практически все структурно-вещественные комплексы (покровы) беломорид. Однако здесь структурная последовательность залегания тектонических покровов ребольского цикла несколько иная по сравнению с северо-западными областями Беломорского пояса. Прежде всего, отсутствуют структурные признаки процессов поддвига (субдукции) чупинско-хетоламбинских образований под край Карельского кратона. В данном случае эти комплексы надвинуты и с резким структурным несогласием в основании залегают на различных предварительно дислоцированных вещественных ассоциациях ковдозерского комплекса. Хетоламбинский аллохтон непосредственно перекрывает тоналитогнейсы нижнего яруса, либо различные свиты лопия Керетско-Тикшозерского зеленокаменного пояса, составляющего верхний ярус Ковдозерского параавтохтона (рис. 3.41).

Глиноземистые гнейсы Чупинского покрова тектонически перекрывают хетоламбинские образования и сохранились в ядрах мульдообразных структур [Миллер, 2002]. Процессы гранитизации, по крайней мере в западной части Хетоламбинского покрова, значительно слабее, чем это наблюдается в северо-западных областях его развития. Это вполне согласуется с обдукционной структурной позицией этих образований в пределах данного сегмента, позволяющей предполагать их тектоническое размещение на более высоких структурных уровнях неоархейской коры. Хорошая сохранность пород хетоламбинского покрова на описываемом участке показывает, что они представлены метавулканитами толеит-базальтового состава с реликтами подушечных текстур, горизонтами парагнейсов и телами метаультрабазитов. Эти породы ранее рассматривались в качестве майозерской свиты, залегающей со структурным несогласием на породах Керетского гранит-зеленокаменного пояса [Бибикова и др., 1999; Слабунов, 1990, 1993].

В области развития беломорских аллохтонных пластин широко развиты крупные мигматит-гранит-

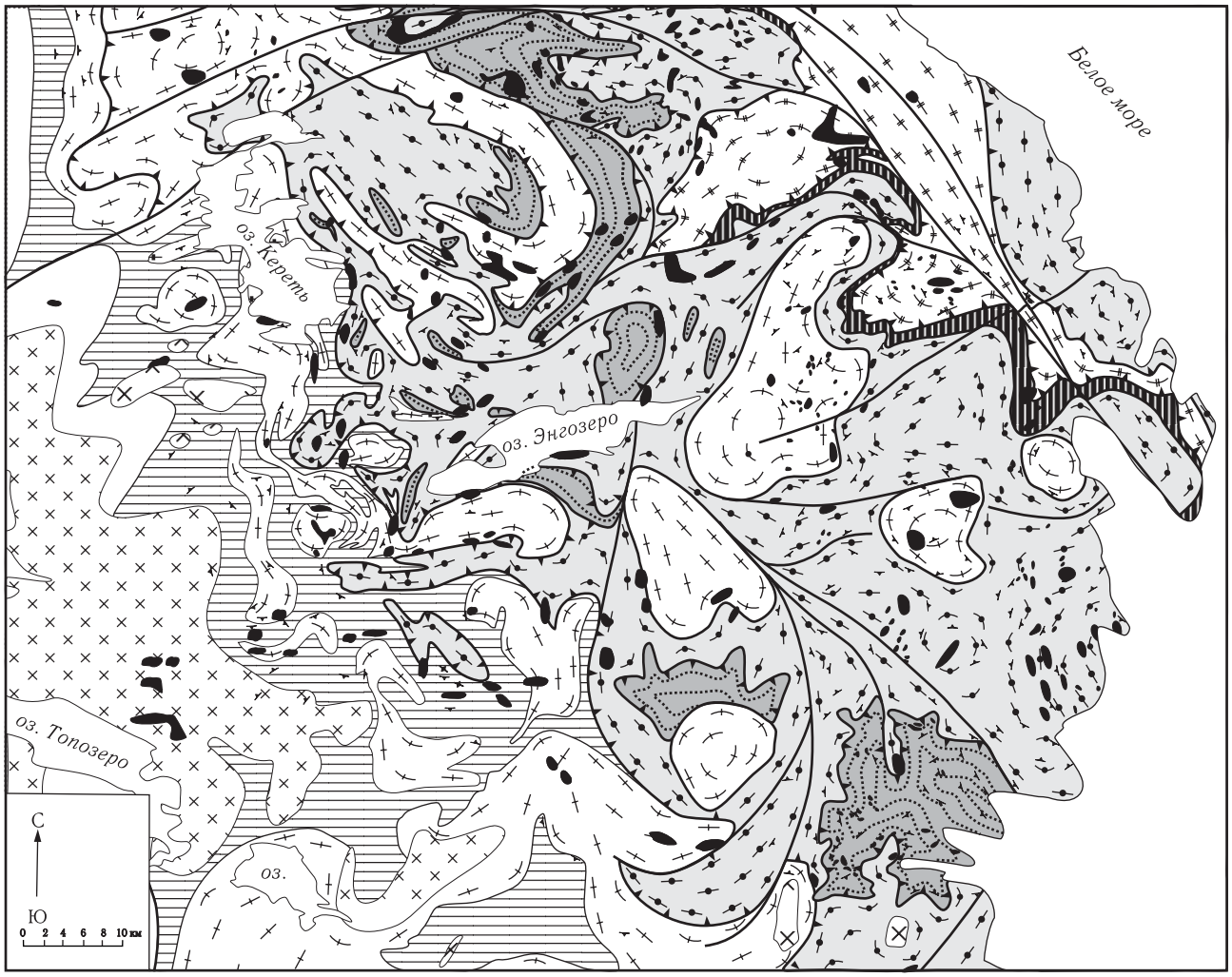


Рис. 3.41. Схема геологического строения Энгозерского сегмента. Местоположение участка см. на рис. 3.10 (составлено с использованием данных: [Володичев, 1990; Миллер, 2002; Слабунов, 1993; фондовые материалы])
Условные обозначения см. на рис. 3.36

ные купола изометричной и овальной формы. Возраст куполов — 2720 млн лет [Бибикова и др., 1995]. Их развитие, по-видимому, обусловлено выдвижением «тяжелой» мафической хетоламбинской пластины на «легкие» породы края Карельского кратона, что нарушило гравитационное равновесие и привело к массовому куполообразованию [Миллер, 2002].

Породы Керетского зеленокаменного пояса прорываются интрузиями чарнокитоидных гранитов, наиболее крупным представителем которых является Топозерский массив (2,40–2,45 млрд лет) [Тугаринов и др., 1970; Тугаринов, Бибикова, 1980; Цьонь, 1985]. Почти одновозрастными с чарнокитами являются породы комплекса лерцолит-габброноритов (друзитов — 2,45–2,35 млрд лет) [Володичев, 1990; Слабунов и др., 2001; Степанов, 1981]. Несколько позже формировались мелкие тела лейкократовых гранитов (2,35 млрд лет) [Слабунов, 1990].

Структурно-кинематические парагенезы

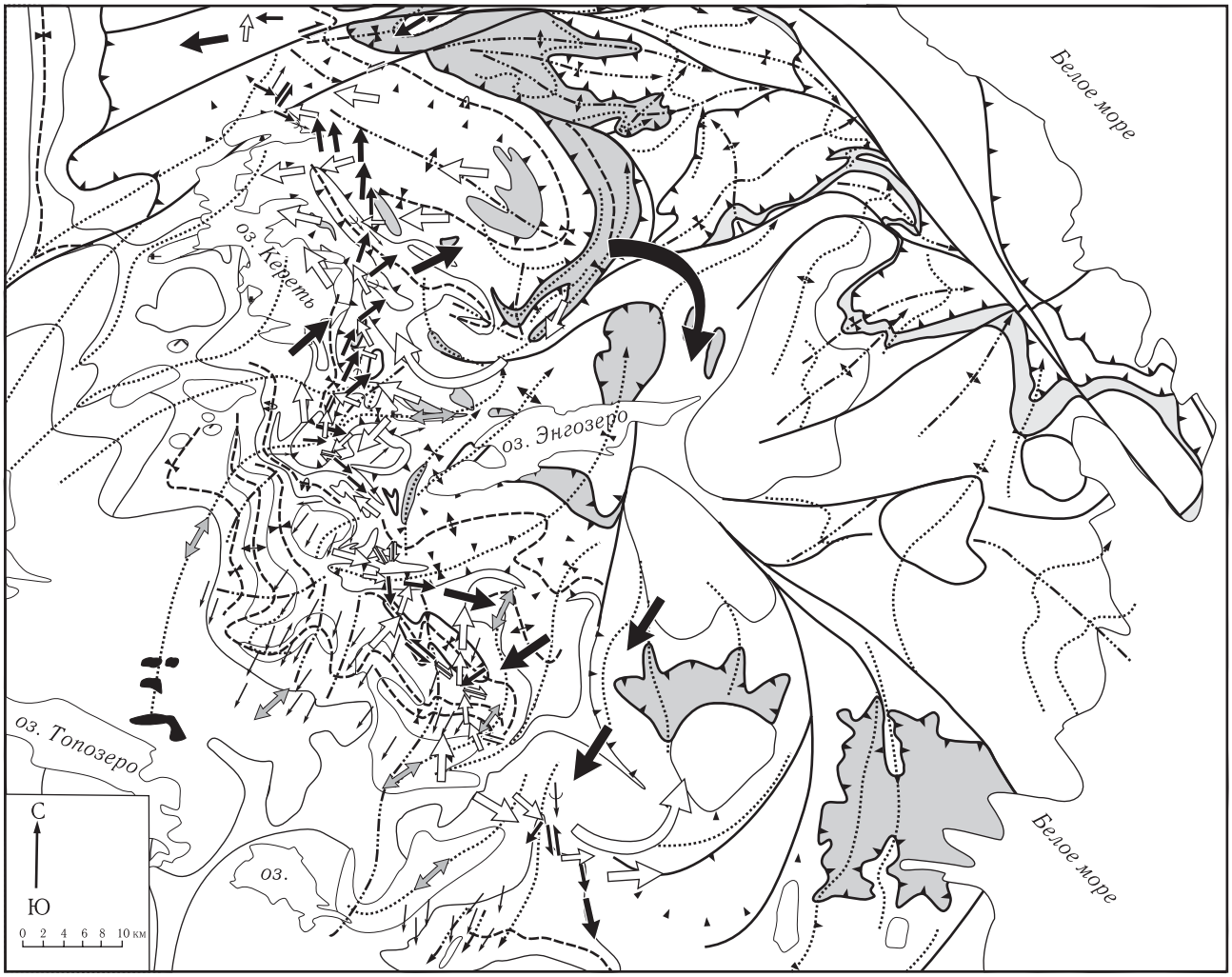
Палеопротерозойские структурно-вещественные парагенезы данного района в целом идентичны парагенезам рассмотренных выше сегментов Беломорского пояса. Поводом для выделения Энгозерского сегмента в качестве обособленной тектонической области является необычный «вихревой» структурный рисунок, подчеркнутый ориентировкой различных структур.

Структуры селецкой стадии представлены разноранговыми складками широтного, северо-вос-

точного и субмеридионального простирания, контролирующими размещение массивов друзитов, чарнокитов и лейкократовых гранитов (2,45–2,35 млрд лет) (рис. 3.42). Эти пликативные структуры были изучены А.И. Слабуновым [1990], оценившим время их проявления в интервале 2,42–2,35 млрд лет. В гранитоидах часто сохраняется минерально-агрегатная линейность транспорта, ориентированная вдоль осей селецких складок. Своеобразным проявлением селецких тектонических процессов является существенное утонение мощности Хетоламбинского покрова, а также постепенное и, в конце концов, полное выклинивание нижележащих вулканитов Керетского зеленокаменного пояса в направлении с юго-запада на северо-восток. В целом отмечается почти двукратное сокращение мощностей супракомплексов, составляющих Керетский зеленокаменный пояс и Хетоламбинский покров [Слабунов, 1990, 1993].

В определенной связи с этим явлением отмечается опрокидывание ранних ребольских складок к северо-востоку. Эти особенности можно объяснить «тектоническим выклиниванием» толщ, связанным с процессами горизонтального растяжения, тектонической деламинации и субслойного течения горных масс в северо-восточном направлении. Широкое развитие куполов с эндербит-чарнокитовыми ядрами в этой области позволяет предполагать, что процессы горизонтального тектонического течения были связаны с купольным тектогенезом. Таким образом эволюцию данной области в процессе селецкого цикла можно объяснить механизмом формирования комплекса «метаморфических ядер».

В отношении специфики проявления свекофеннских структур можно лишь предполагать, что их развитие было подчинено крупноранговому тектоническому явлению, обусловившему формирование гигантской вихревой структуры, которая со-



ответствовала практически всему объему Энгозерского сегмента. В какой-то мере сходные взгляды высказывались О.И. Володичевым [1990], рассматривавшим данную область в качестве крупной овальной структуры, которая испытала некоторое вращение по отношению к смежным зонам. Действительно, зоны свекофеннских разрывов, оси протерозойских складок и некоторые тектонические чешуи составляют спиралеобразный структурный рисунок. Его связь с процессами вихревого тектонического течения в какой-то мере отражается в кинематических данных по профилю 1-ЕВ. Смена ориентировки направлений тектонического транспорта на севере и на юге данного сегмента может свидетельствовать о наличии момента вращения в пределах всей Энгозерской вихревой структуры (см. рис. 3.42).

* * *

Палеопротерозойские структуры селецкого цикла характеризуют Энгозерский сегмент как область тектонической деламинации и горизонтального течения с существенным утонением мощностей различных структурно-вещественных комплексов. Эти явления, отражающие процесс тектонической эксгумации глубинных геомасс, по-видимому, сочетались с генетически связанными механизмами формирования комплексов «метаморфических ядер». В отношении свекофеннских структурных преобразований имеющиеся данные позволяют предполагать, что геодинамическая эволюция данной области была связана с процессами формирования крупной вихревой структуры, отражающей турбулентный характер тектонического течения горных масс.

3.3.5. Ёнский сегмент Беломорского пояса

Детальные геолого-структурные исследования в пределах Ёнского сегмента проводили сотрудники Кольской и Карельской геологических организаций РАН, ИГГД РАН и ОИФЗ РАН, а также ПГО «Севзапгеология». Результаты этих исследований отражены во многих публикациях [Балаганский и др., 1986; Балаганский, Козлова, 1984; Глебовицкий и др., 1996; Гродницкий, 1991; Миллер и др., 1995; Миллер, 1997; Пожиленко, 1984; Пожиленко и др., 2002; Эз, 1970; и др.].

Общие черты геологического строения

Ёнский сегмент составляет обширную северо-западную часть Беломорского пояса и ограничен с юго-востока Ковдозерским левым сдвигом, а на северо-западе — палеопротерозойскими поясами Куолоярви и Карасйок (см. рис. 3.1). В строении этой области участвуют ковдозерский и ориярвинский аллохтонные комплексы, чупинские и хетоламбинские образования, а также Риколатвинский покров, рассматриваемый в единой системе с Лапландским гранулитовым аллохтоном. По мнению многих исследователей, значительная часть данной провинции представляет собой поднадвиговую область свекофеннского Лапландского покрова [Глебовицкий и др., 1996; Миллер и др., 1995; Минц и др., 1996].

Чупинские глиноземистые гнейсы, маркирующие структуру центральной части Ёнского сегмента, составляют сложно складчатые пояса, относительно мелкие (сотни метров) линзы и маломощные горизонты, в обрамлении тоналито- и гранитогнейсов, напоминающих хетоламбинские образования (рис. 3.43). Судя по структурному рисунку, данная область напоминает мощную зону тектонометаморфического меланжа и продольного нагнетания. Развитый в северной части Ёнского сегмента Риколатвинский покров с региональным структурным несогласием перекрывает предварительно дислоцированные образования Чупинского и Хетоламбинского покровов (см. рис. 3.4). Фронтальная часть этого покрова имеет извилистые очертания, обусловленные развитием поперечных складок и цепочек куполов, прорывающих также и сам маломощный аллохтон. Купольные структуры нередко опрокинуты и выглядят как крупные колчановидные структуры, оси которых под средними углами погружается к северо-востоку (рис. 3.44) [Миллер, 1997]. Купольным структурам предшествовало развитие нескольких гене-

←

Рис. 3.42. Структурно-кинематическая схема Энгозерского сегмента. Пояснение геологических контуров см. на рис. 3.41

Условные обозначения см. на рис. 3.37

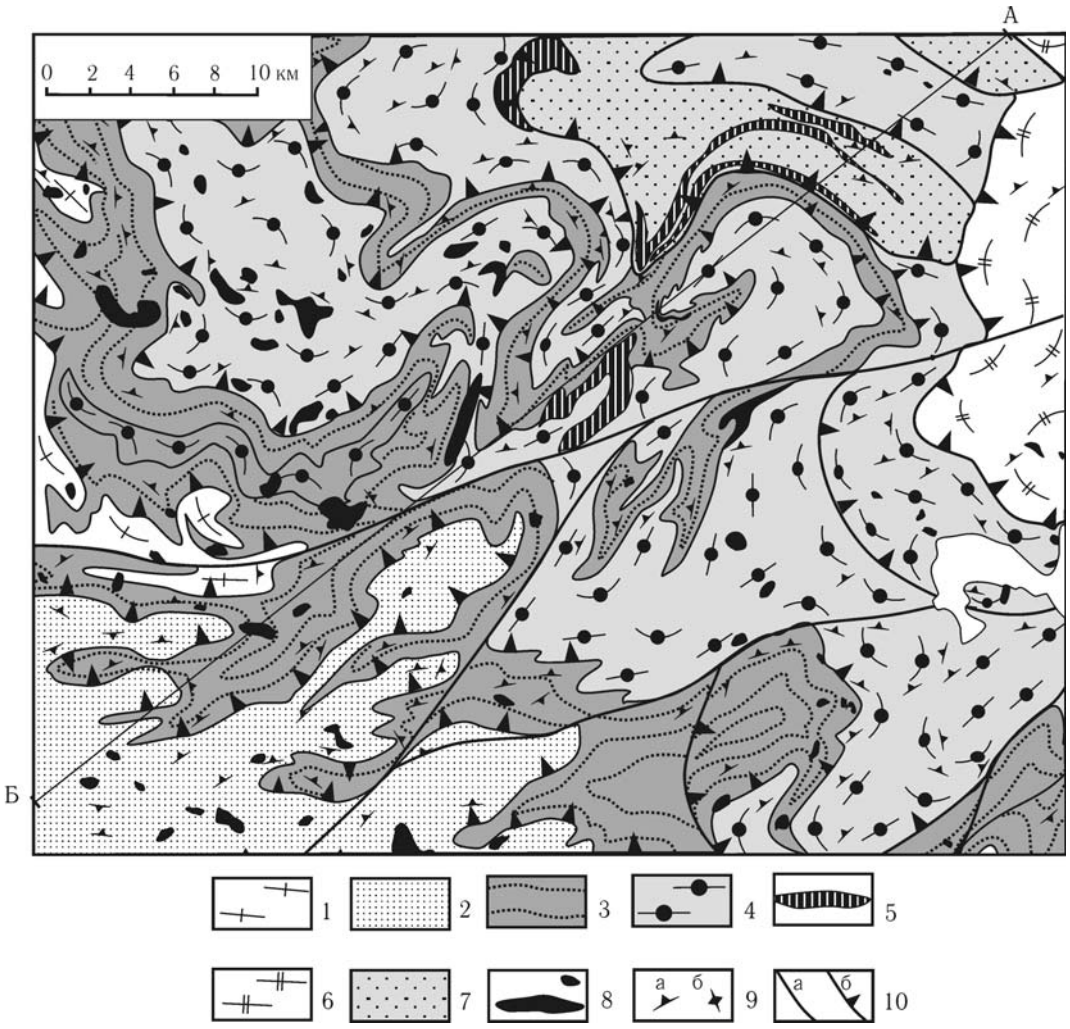


Рис. 3.43. Схема геологического строения юго-восточной части Ёнского сегмента. Местоположение участка см. на рис. 3.10 (составлено с использованием данных: [Балаганский и др., 1986; Глебовицкий, и др., 1996; Миллер, 2002; Миллер и др., 1995; Пожиленко и др., 2002; фондовые материалы])

1–5 — *неоархейские образования Беломорского пояса*: 1 — Ковдозерский комплекс (покров) — преимущественно биотитовые, реже биотит-амфиболовые тоналитогнейсы, гнейсограниты; 2 — Ориярвинский покров — биотит-амфиболовые тоналитогнейсы; 3 — Чупинский покров — глиноземистые гнейсы (гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотит-мусковитовые, биотит-мусковитовые); 4 — Хетоламбинский покров — преимущественно амфиболовые и биотит-амфиболовые тоналитогнейсы, трондьемиты, гранодиориты, скиалиты орто- и параамфиболитов; 5 — «мафические зоны» в составе Хетоламбинского покрова — гранитизированные метабазиты и ультрабазиты; 6 — Керетский покров — преимущественно биотитовые тоналитогнейсы; 7 — Риколатвинский покров — биотитовые и амфиболовые тоналитогнейсы с пластовыми телами ортоамфиболитов; 8 — массивы мафитультрамафитов (друзиты, 2,45–2,35 млрд лет); 9 — элементы залегания гнейсовидности и сланцеватости в наклонной (а) и вертикальной (б) позиции; 10 — разрывы крутопадающие (а) и пологие (б)

раций лежачих изоклинальных и опрокинутых разноориентированных складок, связанных преимущественно со свекофеннской стадией формирования Лапландского аллохтона. Фронтальная часть Риколатвинского покрова и осложняющая ее цепочка куполов маркирует внешнюю структурную область развития покровов лапландской системы [Глебовицкий и др., 1996].

Структурно-кинематические парагенезы

Детальные структурно-кинематические исследования были проведены в юго-восточной части Ёнского сегмента (см. рис. 3.44). В современной структуре здесь резко преобладают северо-восточные ориентировки различных структурных элементов. На стереограмме полюса тектонометаморфи-

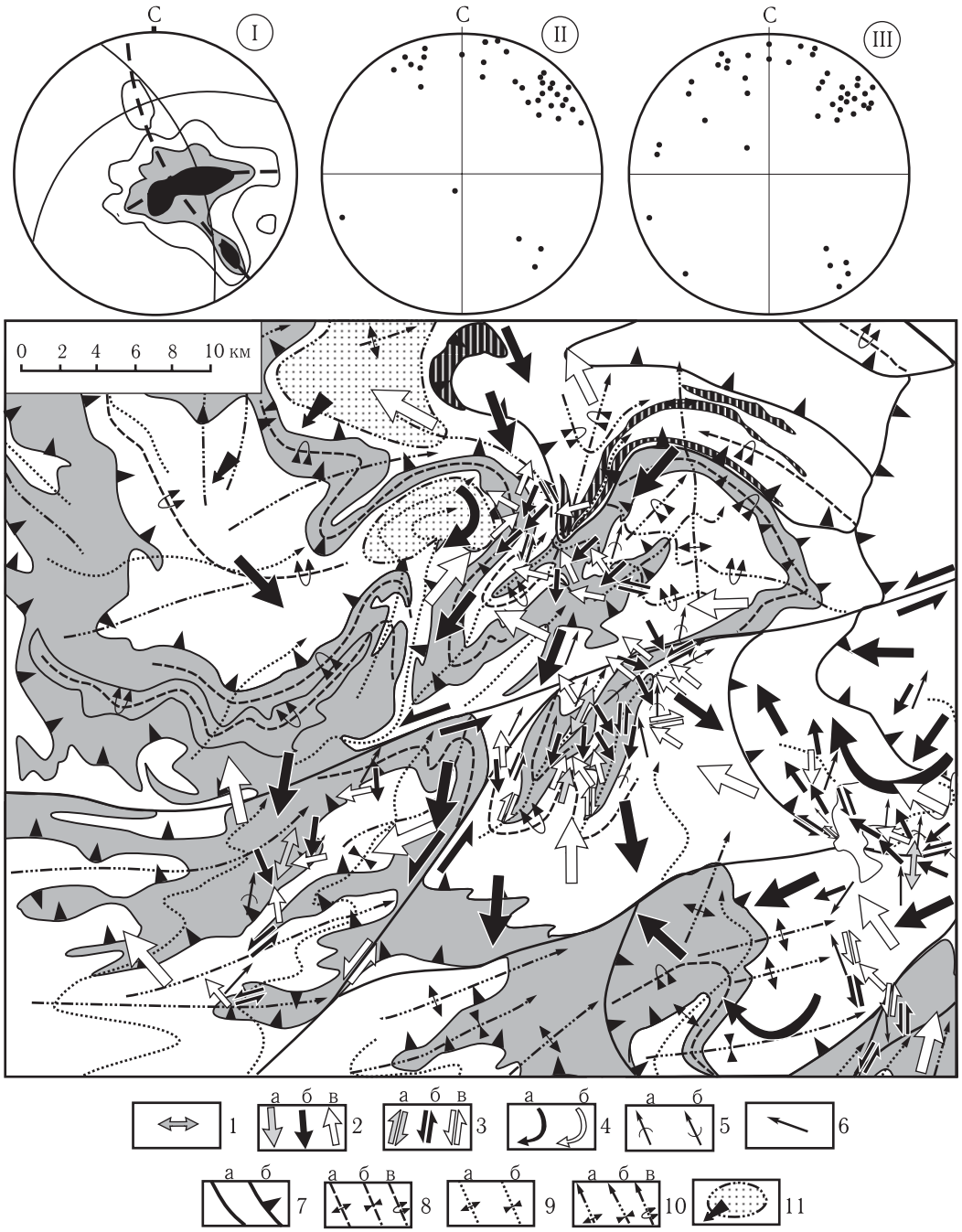


Рис. 3.44. Структурно-кинематическая схема юго-восточной части Ёнского сегмента. Пояснение геологических контуров см. на рис. 3.43

1 — направления растяжения селецкого цикла; 2 — векторы тектонического транспорта, характеризующие направления перемещений висячего литона (блока): а — селецкого цикла; б, в — свекофеннского цикла (по структурам динамодиафторитов первой (б) и второй (в) генераций); 3 — направления сдвиговых перемещений: а — селецкого цикла; б, в — свекофеннского цикла (по структурам динамодиафторитов первой (б) и второй (в) генераций); 4 — предполагаемые направления вращения крупных доменов для свекофеннского цикла (по структурам динамодиафторитов первой (а) и второй (б) генераций); 5 — шарниры антиклиналей (а) и синклиналей (б); 6 — минерально-агрегатная линейность; 7 — разрывы крутопадающие (а) и пологие (б); 8–10 — следы осевых поверхностей складок и зон складчато-разрывных дислокаций (а — антиклиналей, б — синклиналей, в — опрокинутых складок): 8 — ребольского цикла, 9 — селецкого цикла, 10 — свекофеннского цикла; 11 — опрокинутые купола — колчановидные структуры (стрелка — направление восстания оси структуры)

Стереографические проекции ориентировки структурных элементов на нижнюю полусферу: I — полюса тектонометаморфической расслоенности (136 замеров, изолинии: 7, 3, 1 %); II — шарниры складок; III — минерально-агрегатная линейность

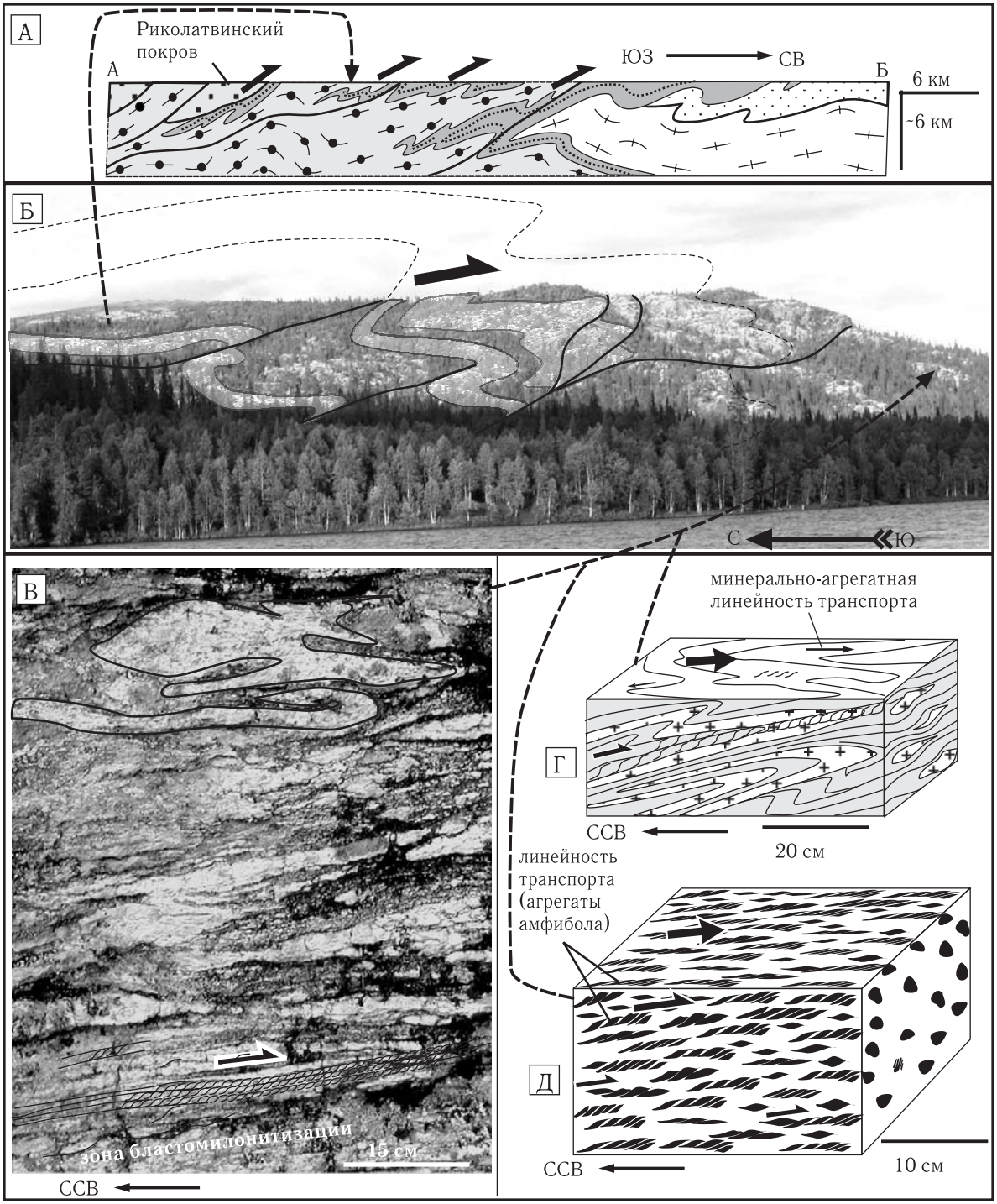
ческой расслоенности пород образуют сложное крестообразное поле, показывающее широкое развитие пологих залеганий и куполообразных структур. На фоне этого геометрически реконструируются две системы складок: северо-западных и северо-восточных, опрокинутых к юго-западу и юго-востоку, соответственно (см. рис. 3.44, I). Тектонические ориентировки шарниров мелких складок и минерально-агрегатной линейности образуют поля рассеивания преимущественно в пределах сектора, ограниченного позицией осевых плоскостей складчатых структур, полученных геометрически (см. рис. 3.44, II и III).

Структурные исследования показывают, что в пределах данного района отмечаются полихронные деформации. В зависимости от детальности наблюдений разные авторы выделяли здесь от трех до 11 этапов структурообразования, проявлявшихся на протяжении ребольского, селецкого и свекофеннского тектонометаморфических циклов [Балаганский, Козлова, 1984; Пожиленко, 1984; Эз, 1970]. Большое количество разновозрастных структур при ограниченных вариациях их тектонических ориентировок свидетельствует о том, что процессы деформации часто развивались коаксиально, подчиняясь принципам унаследованности. Это касается прежде всего крупных складчатых структур. Столь сложное и, вместе с тем, пространственно однообразное проявление складчатых деформаций осложняет использование геометрических принципов структурного анализа.

Анализ структурной позиции мелких тел друзитов показывает, что селецкие зоны складчато-разрывных дислокаций имели большое значение при формировании системы складок северо-восточной ориентировки, являющихся доминантными в современной структуре района (см. рис. 3.44). По-видимому, формирование пликативных структур северо-восточной ориентировки имело место и раньше — в конце ребольского тектонического цикла. В целом данные складки были наложены на лежачие и опрокинутые изоклинали северо-западной ориентировки, связанные со становлением ребольских тектонических покровов. Этот факт фиксируется на уровне обнажений в развитии многочисленных ныряющих складок и структур «замок в замке», наблюдаемых также и картографически (см. рис. 3.44). В одних случаях тела друзитов залечивают разрывы и размещаются в призамковых частях селецких складок, в других они испытывают смятие и дезинтеграцию в связи с повторным проявлением дислокаций вдоль зон северо-восточной ориентировки.

В пределах района развиты интенсивные свекофеннские структурно-вещественные преобразования. Они проявились в развитии складок различной морфологии и тектонической ориентировки (см. рис. 3.44). Наиболее ранними из них являются опрокинутые и лежачие принадвиговые складки с южной и юго-западной вергентностью, в частности, в поднадвиговой области Риколатвинского покрова (рис. 3.45, А). Данные складки имеют асимметричное строение и часто сопряжены с зонами надвигов (см. рис. 3.45, Б). Они явно наложены на складки северо-восточной ориентировки, что обусловливает поперечное торошение и «гофрирование» последних. Ориентировка осевых плоскостей и шарниров принадвиговых складок в различных срезах невыдержанная и, весьма вероятно, что многие из них имеют колчановидную морфологию. С этими структурами пространственно связаны опрокинутые в южных румбах кристаллические купола (см. рис. 3.44).

Тектониты свекофеннского цикла обнаруживают пространственно-генетическую связь со складчато-надвиговыми структурами. Наиболее распространены динамодиафториты эпидот-амфиболитовой фации с хорошо развитыми C-S-структурами. Последние имеют секущеконформные соотношения с более ранней метаморфической расслоенностью и в большинстве случаев показывают надвиговую составляющую перемещений (см. рис. 3.45, В). В зонах интенсивных свекофеннских дислокаций лейкосомовые жилки ребольских мигматитов пересекаются C-S-структурами и испытывают смятие в колчановидные складки, оси которых ориентированны вдоль линейности тектонического транспорта (см. рис. 3.45, Г). Линзообразные и силлообразные тела друзитов в поднадвиговой области Риколатвинского покрова испытывают весьма существенные структурно-вещественные преобразования. В результате перекристаллизации этих пород их первичные магматические и друзитовые структуры постепенно трансформируются в тонкополосчатые и карандашные метаморфические текстуры. При этом агрегаты диафторированного амфибола часто образуют хорошо развитую линейность транспорта карандашной формы. В строении таких агрегатов, как правило, участвуют деформированные призмы амфибола, составляющие кулисные асимметричные ряды, указывающие на составляющую тектонических перемещений (см. рис. 3.45, Д).



3.45. Строение поднадвиговой области Лапландского покрова в юго-восточной части Ёнского сегмента

А — схематизированный геологический разрез по линии А–Б (местоположение разреза и условные обозначения см. на рис. 3.43). Б — система асимметричных опрокинутых складок в поднадвиговой области Риколатвинского покрова Лапландской системы аллохтонов (долина р. Кумжа). В, Г — соотношения мигматитов ребольского цикла и свекофеннских C-S-структур в гнейсах чупинской толщи. Д — кулисные ряды призм амфибола, образующие линейность транспорта в палеопротерозойских габброноритах

Для пород Риколатвинского покрова были отмечены аналогичные структурно-кинематические парагенезы свекофеннского цикла. Проявления селецких деформаций здесь существенно затушеваны процессами формирования свекофеннских покровов. В разрезе данного аллохтона наблюдается

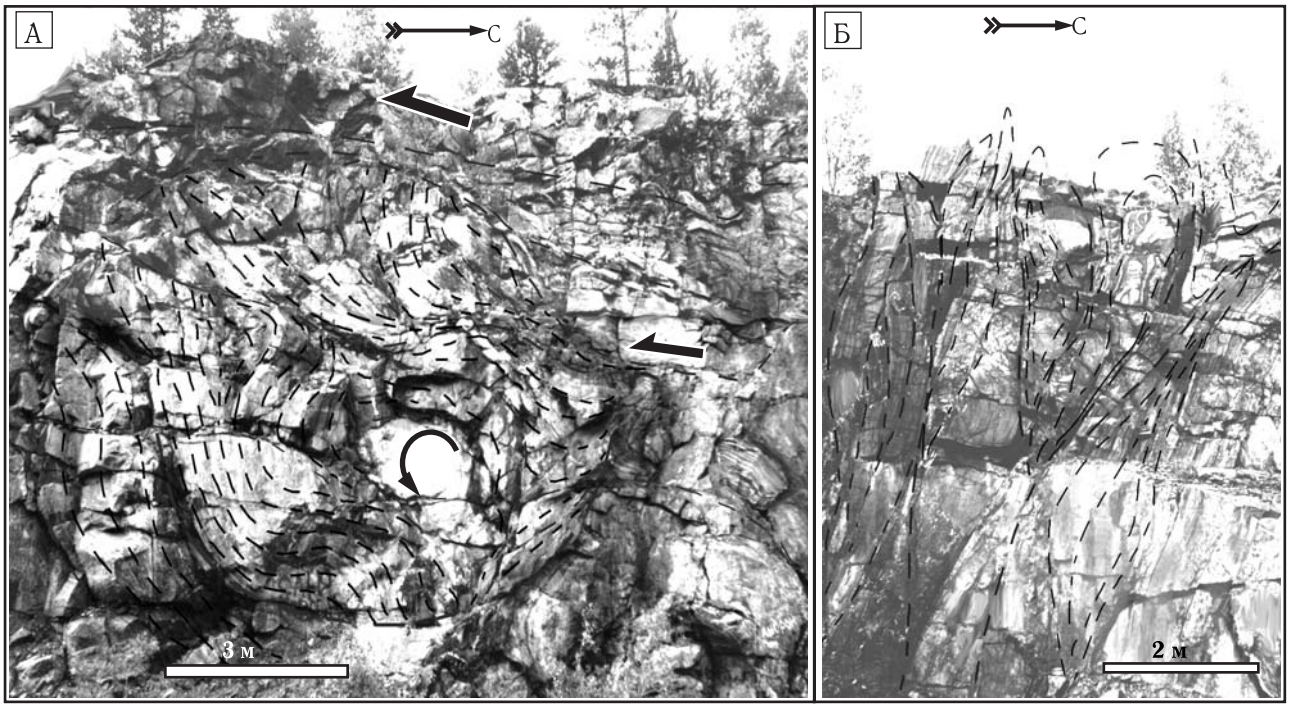


Рис. 3.46. Фрагменты структур в гнейсах Риколатвинского покрова. Обнажения вдоль трассы Санкт-Петербург–Мурманск, район оз. Бабинская Имандра

А — вихревая структура, связанная с вращением ранних структурных неоднородностей в зоне надвиговых перемещений. Б — вид в разрезе зоны транспрессии, выраженной в деформациях сдвига и сплющивания, в развитии рассланцевания и разлинзования

чередование пологих зон тектонического течения с крутопадающими зонами сдвиговых дислокаций. В пределах первых были отмечены структуры вихревой конфигурации, связанные с процессами вращения в зонах надвиговых перемещений (рис. 3.46, А). Крутопадающие зоны дислокаций характеризуются развитием изоклинальных и пережатых складок, будинаж-структур и линзовидно-петельчатых разрывов, в целом характеризующих обстановку интенсивного сплющивания и сдвига (см. рис. 3.46, Б).

В целом для данного района отмечается развитие двух генераций свекофеннских структурно-кинематических парагенезов. Структуры первой генерации связаны с формированием тектонитов амфиболитовой–эпидот-амфиболитовой фаций. Они развивались в условиях объемных пластических деформаций и характеризуют надвиговые перемещения преимущественно в южном, либо юго-восточном направлении (см. рис. 3.44). Свекофеннские тектониты второй генерации связаны с локальными хрупкопластическими деформациями в условиях зеленосланцевой фации при перемещениях к северу и северо-западу (см. рис. 3.44). В некоторых случаях устанавливается развитие этих перемещений вдоль более ранних свекофеннских надвигов, которые при этом трансформируются в пологие сбросы.

* * *

По характеру направлений тектонических перемещений свекофеннского цикла Ёнский сегмент обособлен от юго-восточной части Беломорского пояса. Это связано с тем, что в динамическом отношении данная область сопряжена с Лапландской системой покровов, независимой от процессов формирования Колвицко-Умбинской горизонтальной протрузии.

3.4. Геодинамические реконструкции юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса

В предыдущем разделе были рассмотрены структурно-кинематические парагенезы различных сегментов юго-восточной части Беломорско-Лапланд-

ского пояса. Каждый из них характеризуется определенным структурным рисунком, обособленной пространственной позицией и специфическим сочетанием различных структур. На начальных стадиях обобщения структурно-кинематических данных создавалось впечатление о гетерогенном строении данной области, составленной из блоков с независимой кинематикой. Однако это оказалось не так. Между различными сегментами данного пояса имеется определенная динамическая связь, отражающая процессы согласованного, но неравномерного тектонического течения.

В современной структуре Беломорско-Лапландского пояса наблюдается конечный результат процессов деформации, которые, достигнув максимальной интенсивности на ранних стадиях свекофеннского цикла, в последующем постепенно деградировали. Именно с этим связано то, что полученные в результате исследований структурно-кинематические данные в основном отражают свекофеннские тектонические процессы регрессивной направленности. Более ранние структурные парагенезы в значительной степени были «затушеваны» и сохранились в виде реликтов. В связи с этим геодинамические реконструкции проводились в обратной геоисторической последовательности, что позволяет снимать эффекты искажения ранних структурных ансамблей за счет наложения более поздних. Ниже рассматриваются особенности тектоники свекофеннского и селецкого циклов.

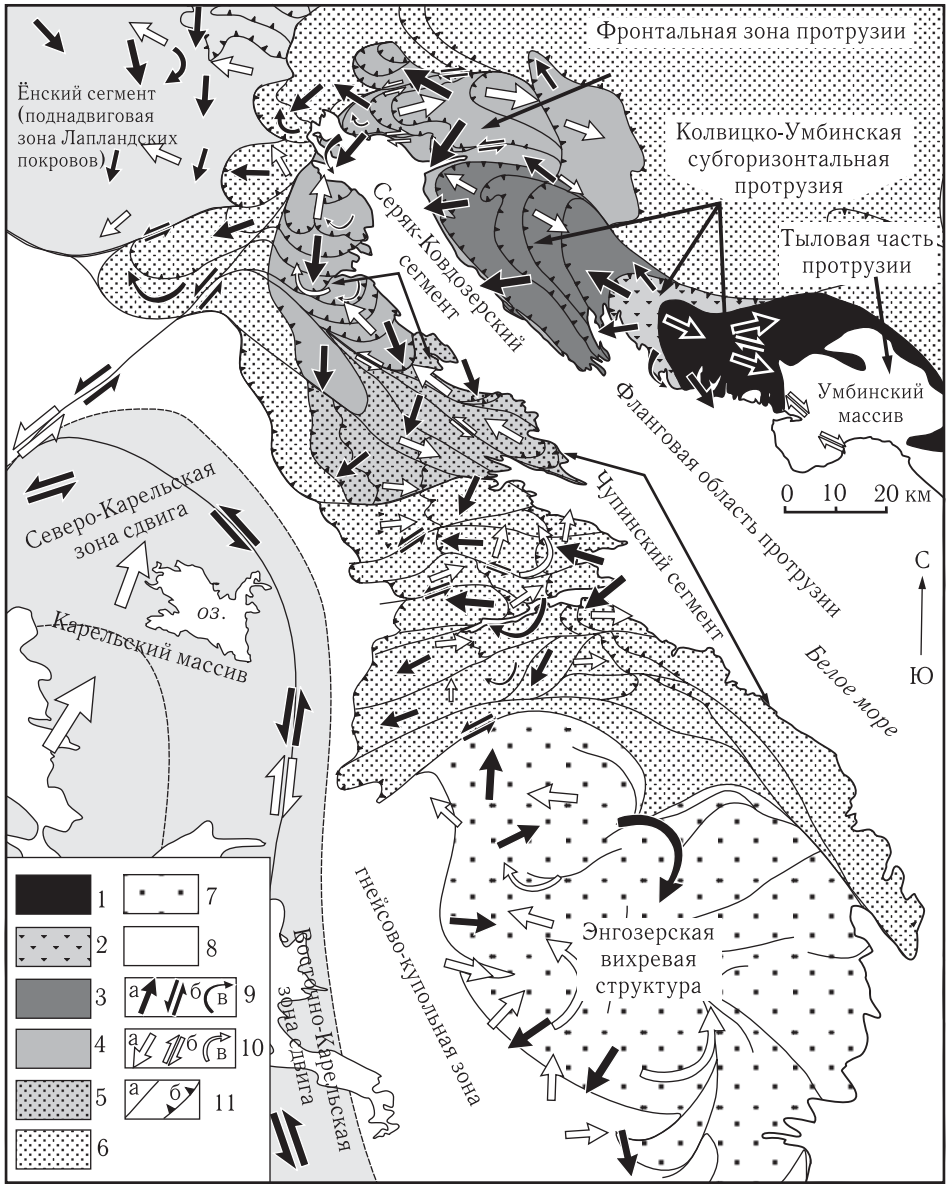


Рис. 3.47. Структурно-кинематическая схема юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса и Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии (свекофеннский цикл)

1–3 — центральная часть протрузии; 4 — фронтальная часть протрузии; 5, 6 — фланговые области протрузии; 7 — Энгозерская вихревая структура; 8 — гнейсово-купольная зона; 9 — направления «надвиговых» (а), сдвиговых (б), ротационных (в) перемещений свекофеннского цикла по структурам динамодиафторитов первой генерации; 10 — направления «надвиговых» (а), сдвиговых (б), ротационных (в) перемещений свекофеннского цикла по структурам динамодиафторитов второй генерации; 11 — разрывы крутопадающие (а) и пологие (б)

3.4.1. Особенности кинематической эволюции структурно-вещественных ансамблей свекофеннского цикла

Направления тектонических перемещений свекофеннского цикла, выявленные на основании структурно-кинематических исследований, показаны на схеме, позволяющей сделать следующие обобщения (рис. 3.47). В юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса отсутствует моновергентная система свекофеннских покровов, что отражается в различной ориентировке векторов тектонического транспорта, характеризующих неравномерные процессы тектонического течения. Анализ векторного поля и общего структурного рисунка позволяет утверждать, что генеральную позицию в рассматриваемой области занимает Колвицко-Умбинская горизонтальная протрузия.

Сведения о характере формирования Колвицко-Умбинской протрузии были рассмотрены выше. Она явилась результатом тектонического выдвигания гранулитовых комплексов с нижних в верхние уровни коры в виде полого восходящего тектонического потока. При этом широко проявились процессы многократного тектонического телескопирования (рис. 3.48). На ранних стадиях развитие протрузии происходило в форме линейно-продольного течения геомасс к северо-западу. В результате этого формировались фестончатые вложенные друг в друга чешуи и пластины (см. рис. 3.48, стадии 1, 2). Вследствие последовательного перемещения в северо-западном направлении во фронте протрузии обособилась область нагнетания и тектонического телескопирования более высокого ранга; это отразилось в тектоническом сдваивании Колвицко-Умбинского пояса (см. рис. 3.48, стадии 3, 4). Во фронтальной области нагнетания происходило тектоническое растекание горных масс от сегмента вклинивания протрузии, продолжавшей выдвигаться к северо-западу (см. рис. 3.48, стадия 4). Перемещение Умбинских гранулитов, слагающих самую верхнюю тектоническую пластину в тылу протрузии, происходило с меньшими скоростями по отношению к нижележащим комплексам. Это обусловило развитие в этой области системы пологих сбросов в обстановке декомпрессии, способствовавшей образованию Умбинского массива порфировидных гранитов.

О характере объемного строения Колвицко-Умбинской протрузии позволяют судить данные трехмерного моделирования верхней части коры Кольского полуострова на основе гравиметрических материалов [Минц и др., 1996, рис. 3.9]. На уровне среза 10 км плотностная аномалия, сопоставляемая с гранулитами Колвицко-Умбинской структуры, проецируется на центральную часть акватории Белого моря. По отношению к области развития гранулитов на дневной поверхности глубинная аномалия смещена к юго-востоку почти на 200 км. Это позволяет полагать, что гранулитовые комплексы образуют крупное сигарообразное тело (протрузию), испытывающее постепенное воздымание к поверхности в северо-западном направлении на протяжении 200 км от глубин 10 км. Амплитуда перемещений протрузии, с учетом процессов тектонического телескопирования и сдваивания структуры, составила не менее 150 км.

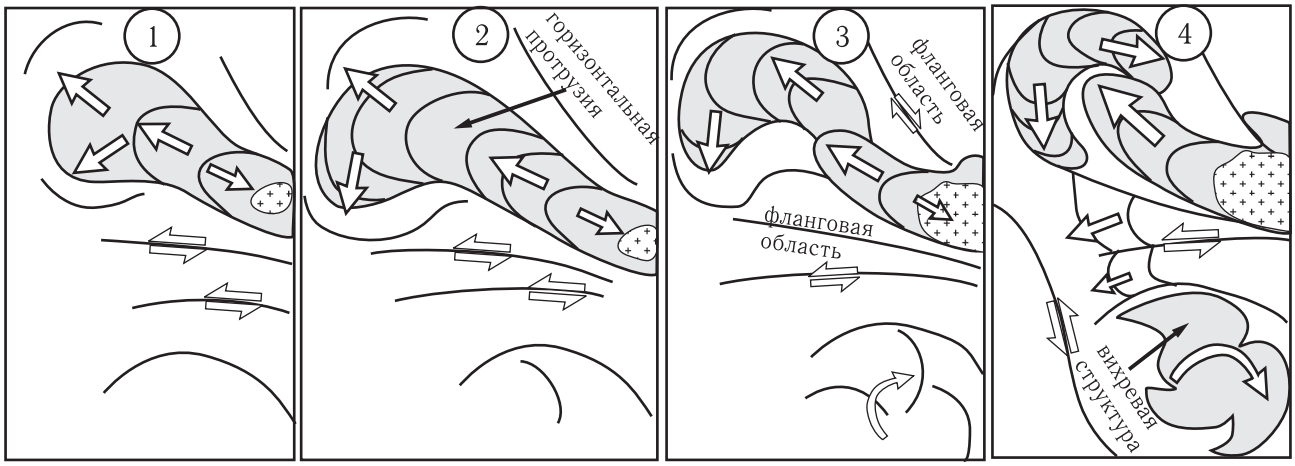


Рис. 3.48. Схема, иллюстрирующая последовательные стадии (от 1 к 4) формирования Колвицко-Умбинской горизонтальной протрузии в процессе тектонического телескопирования (вид в плане)

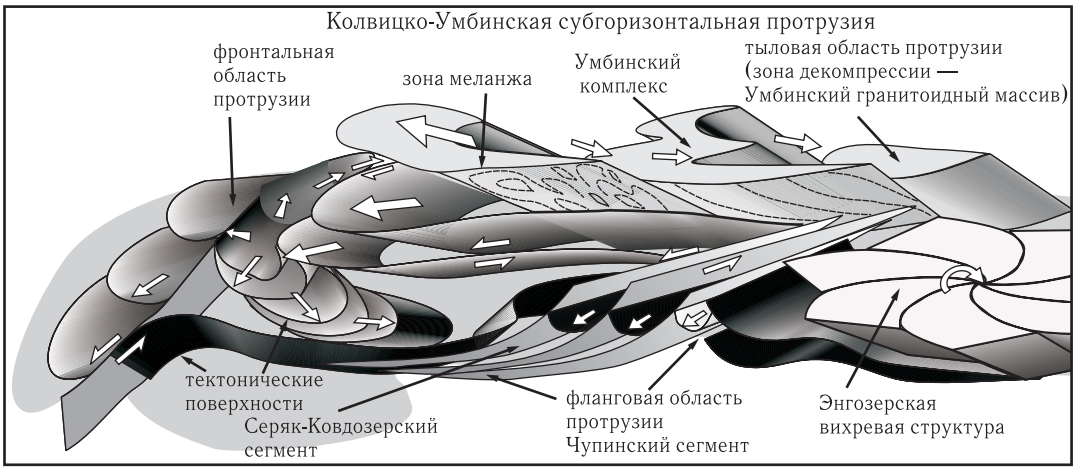


Рис. 3.49. Объемная реконструкция Колвицко-Умбинской горизонтальной протрузии

Процессы развития Колвицко-Умбинской протрузии оказали влияние на обширные области в ее обрамлении. С учетом геофизических и геолого-структурных материалов была составлена объемная реконструкция данной структуры (рис. 3.49). В ее строении обособлены: тыловая декомпрессионная область, зона главной протрузии с телескопированными системами надвигов, фронтальная область тектонического нагнетания и фланговые сегменты с преимущественно сдвиговыми, либо ротационно-вихревыми перемещениями.

Значительная часть Серяк-Ковдозерского сегмента беломорид в кинематическом отношении была подчинена фронтальной области протрузии. Тектонические перемещения проявлялись здесь по системе желобообразных пологих нарушений, образующих фестончатый структурный рисунок (см. рис. 3.47, 3.49). Система данных структур образует в плане дугу, плавно описывающую фронтальную область протрузии. На ранних стадиях свекофеннские пологие нарушения развивались как телескопированные надвиги. В дальнейшем многие из них трансформировались в пологие сбросы. Геодинамическая обстановка в процессе развития тех и других структур была в принципе сходной. Итоговый структурный парагенез Серяк-Ковдозерского сегмента составляют пологие сместители с надвиговой и сбросовой кинематикой, зоны сдвига, складки продольного тектонического течения, линейность транспорта типа «В». Совокупность этих структур указывает на преобладающий режим продольного тектонического течения. Формирование надвигов и сбросов в этом случае не является результатом тангенциального сжатия или общего растяжения, а служит лишь способом латерального тектонического перемещения.

В пределах Чупинского сегмента беломорид кинематическая обстановка соответствует фланговой области Колвицко-Умбинской протрузии (см. рис. 3.47, 3.49). Здесь также отмечается система пологих нарушений, прошедших последовательные стадии развития от надвигов к сбросам. Горизонтальные перемещения вдоль пологих тектонических поверхностей были сопряжены с формированием субширотных сдвигов и разноориентированных складок. Итоговый структурный ансамбль может быть охарактеризован как сдвиго-надвиговый и сдвиго-сбросовый, построенный из крупных линейных доменов скольжения, ограниченных сдвигами. Сдвиговые перемещения этих доменов были подчинены продольному тектоническому транспорту Колвицко-Умбинской протрузии.

Энгозерский сегмент по отношению к Колвицко-Умбинской горизонтальной протрузии может рассматриваться как фланговая или тыловая область. В свекофеннское время здесь сформировалась крупная вихревая структура, что было обусловлено процессами вращения горных масс вокруг вертикальной оси (см. рис. 3.47, 3.49). Можно предполагать, что Энгозерская структура имеет воронкообразную морфологию, а ее эволюция была связана с ротационно-вихревым тектоническим течением, компенсирующим отток горных масс во фланговой и тыловой области горизонтальной протрузии.

Ёнский сегмент Беломорского пояса по характеру тектонических перемещений свекофеннского цикла имеет явную кинематическую связь с

Лапландской системой покровов, которая по отношению к Колвицко-Умбинской протрузии составляет динамически обособленную провинцию (см. рис. 3.47).

Рассмотренные выше данные отражают факт существования Колвицко-Умбинской горизонтальной протрузии. Однако ряд конкретных механизмов, обусловивших ее формирование, остался за рамками рассмотрения. Особенности эволюции данной структуры характеризуют следующие данные.

1. Структурно-кинематические парагенезы свекофеннского цикла, связанные с процессами формирования протрузии, характеризуют дискретно проявленные в пространстве сопряженные обстановки горизонтально-продольного тектонического течения и нагнетания, сжатия и декомпрессии, транспрессии и транстенсии.

2. Развитие протрузии было связано с тектонометаморфическими процессами регрессивной направленности, отражающими последовательную эксгумацию глубоко метаморфизованных пород, размещавшихся на уровне нижней–средней коры. Полого восходящий тектонический поток в осевой зоне протрузии, в принципе, мог обеспечить выведение в верхние уровни коры глубинных геомасс. Однако возникает ряд вопросов: явилось ли формирование протрузии следствием процессов выжимания, имел ли место тектонический «прорыв» сквозь вышележащие комплексы, и куда девались последние?

3. Чрезвычайно важен факт последовательной трансформации надвиговых структур в пологие сбросы. Этот феномен отмечается в пределах центральной части горизонтальной протрузии и в ее обрамлении. Такая последовательность проявления структур (надвиг → сброс) фиксируется для конкретных обнажений и локальных участков. Однако, сопоставляя структурные данные со сведениями о метаморфизме, можно отметить, что ранние надвиговые перемещения не были синхронными в пределах всего Беломорско-Лапландского пояса. Это касается и более поздних сбросов.

4. Синкинематические процессы свекофеннского метаморфизма в пределах Беломорско-Лапландского пояса обусловили формирование зональности, отражающей последовательное омоложение U-Pb возрастов титанита с северо-востока на юго-запад: 1) центральная часть и ближайшее обрамление Колвицко-Умбинской протрузии — 1940–1870 млн лет; 2) юго-западная фланговая область протрузии — 1870–1815 млн лет; 3) краевые части Карельского массива и Беломорского пояса — 1780–1750 млн лет (см. рис. 3.9) [Bibikova et al., 2001]. Данные возрастные интервалы характеризуют регрессивные завершающие стадии метаморфизма (остывание ниже 600 °С) и должны рассматриваться в связи с эксгумацией и перемещением глубинных пород в более низкотемпературные уровни коры (см. выше).

В соответствии с этими данными, процесс развития пологих нарушений Беломорско-Лапландского пояса можно представить в следующем виде. Надвигообразование начиналось в осевой части горизонтальной протрузии и последовательно распространялось в ее фронтальные и фланговые части; активизированная складчато-надвиговая область постепенно расширялась. В процессе выдвигания метаморфические породы попадали в верхние уровни коры и испытывали декомпрессионное ос-

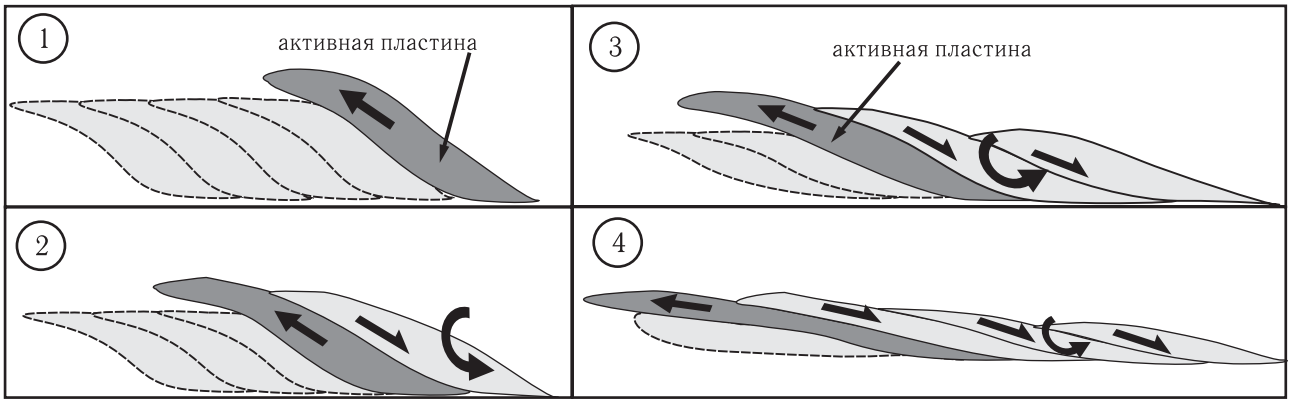


Рис. 3.50. Схема, иллюстрирующая последовательные стадии (от 1 к 4) формирования пакета тектонических чешуй в процессе выдвигания активной пластины и сбросовых перемещений в ее тыловой части (вид в разрезе) (составлено с использованием данных моделирования [Морозов, 2002а])

тывание (рис. 3.50, стадия 1). Следующая возрастная генерация надвиговых чешуй выдавливалась из-под более ранних и также попадала в регрессивные условия метаморфизма (см. рис. 3.50, стадия 2). В тылу выдвигаемой активной пластины развивалась сопряженная с надвигами система пологих сбросов, отчасти наследующих сместители надвигов первой генерации. Их развитие предопределяло процессы тектонической эксгумации глубинных частей разреза в результате соскальзывания пластин.

Последовательное развитие надвиговых и сбросовых перемещений в диаметрально противоположные стороны обусловило развитие общей структуры типа «домино». В результате этого пластины испытывали вращение вокруг горизонтальной оси, выполаживались, а общая мощность тектонического пакета в вертикальном направлении сокращалась (см. рис. 3.50, стадии 3 и 4). Процессам вращения способствовала также листрическая морфология сместителей пологих сбросов.

Подобного рода механизм выдвигания тектонических пластин из поднадвиговой области ранее сформированного покровного сооружения был предложен Ю.А. Морозовым на основании экспериментальных и полевых наблюдений [Морозов, 2002а; Морозов, Гептнер, 1997]. В целом сопряженные надвиго-сбросовые перемещения отражают «бимодальный надвиго-сбросовый» кинематический эффект, который может рассматриваться как эффективный механизм тектонической эксгумации глубинных комплексов. Он хорошо объясняет последовательное омоложение изотопных возрастов метаморфических пород от осевой области горизонтальной протрузии к ее флангам, а также феномен трансформации ранних надвигов в пологие сбросы.

* * *

Таким образом, модель эволюции Беломорско-Лапландского пояса в свекофеннское время должна учитывать следующие данные.

1. *Главным фактором* тектонического развития юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса в свекофеннское время явилось *формирование крупной горизонтальной протрузии*. Полого восходящий тектонический поток в ее осевой части обусловил выведение в верхние уровни коры гранулитовых комплексов и ассоциирующих с ними пород. При этом действовал «*бимодальный надвиго-сбросовый» кинематический эффект*, обусловливающий выдвигание глубинных комплексов и сопряженную с этим процессом тектоническую эрозию — удаление верхних частей разреза за счет развития пологих сбросов.

2. Протолит гранулитовых ассоциаций Лапландско-Колвицкого пояса имеет преимущественно палеопротерозойский возраст и ювенильный состав. Это, а также геохимические особенности данных пород позволяют рассматривать их как островодужные образования, оказавшиеся на уровне нижней–средней коры к началу свекофеннской коллизии. Наиболее вероятной причиной погружения данных пород являются процессы субдукции.

3. Свекофеннские процессы метаморфизма в целом имеют регрессивный характер, отражающий последовательную эксгумацию глубинных комплексов. Исключение составляют относительно узкие поднадвиговые зоны гранулитовых аллохтонов. В частности, в породах Танаэлв-Кандалакшского пояса выявлены P-T-t тренды, организованные по часовой стрелке, что, вероятно, отражает процессы поддвига и последующего воздымания данных образований. В краевых частях массивов гранулитов поддвиг этих комплексов зафиксирован в признаках изобарического охлаждения. Эти данные, а также сведения из предыдущего пункта позволяют полагать, что формирование Колвицко-Умбинской протрузии было связано с субдукционно-коллизионными процессами.

4. Зональные метаморфические преобразования в обрамлении Беломорско-Лапландского пояса обособлены от однородного по температурным параметрам метаморфизма гранулитовых и амфиболито-гнейсовых комплексов центральных частей данной области. Это существенно ограничивает область термодинамического влияния «горячих» гранулитовых аллохтонов.

5. В строении Беломорско-Лапландского пояса коллизионные граниты свекофеннского возраста развиты крайне ограниченно, а орогенные молассы, завершающие свекофеннский цикл, неизвестны. В структурно-вещественной «летописи» горных пород этой зоны отражаются преимущественно эффекты, связанные с процессами тектонической эксгумации пород.

6. Сведения о глубинных ксенолитах позволяют предполагать, что нижнекоровый слой мощностью порядка 30 км в области Беломорско-Лапландского пояса представлен эклогит-гранулитовыми ассоциациями, значительная часть которых сформировалась в палеопротерозое [Ветрин, 2002; Минц, Берзин, Бабарина и др., 2002].

3.4.2. Особенности кинематической эволюции структурно-вещественных ансамблей селецкого цикла

В пределах Беломорско-Лапландского пояса время проявления селецкого цикла определяется изотопными датировками синкинематических интрузий комплекса друзитов и ассоциирующих с ними пород (2,50–2,35 млрд лет). До начала свекофеннских тектонических процессов намечается длительный интервал времени, не имеющий пока достаточного количества геохронологических меток. Однако имеются изотопные данные о возрасте поздних массивов габбро-анортозитов (2,10–1,94 млрд лет), субщелочных гранитов и мафит-ультрамафитов (2,29–2,05 млрд лет), секущих основные гранулиты Колвицко-Умбинского пояса, гранатовых габбро (2,2 млрд лет), а также метаморфических событий (2,2–1,9 млрд лет) [Ветрин, 2002; Каулина, 1996, 1999; Митрофанов и др., 1993; Нерович, 1999; Терехов, 2003; Balagansky et al., 2001; Mitrofanov, Pozhilenko et al., 1995]. В смежных с Беломорско-Лапландским поясом вулканогенно-осадочных поясах отмечаются активные тектономагматические процессы, позволяющие ряду исследователей предполагать формирование здесь внутриконтинентальных микроокеанов и проявление процессов субдукции в интервале времени 2,25–1,95 млрд лет [Минц и др., 1996]. Учитывая это, в дальнейшем селецкий цикл будем рассматривать как период тектонической активности, надежно охарактеризованный геохронологическими методами в интервале 2,50–2,35 млрд лет, но позволяющий предполагать более длительное его проявление.

О структурно-кинематических парагенезах селецкого цикла дает возможность судить характер тектонического размещения синкинематических интрузий комплекса друзитов и связанных с ними гранитоидов. Эти породы образуют мелкие «распыленные» по разрезу метаморфических комплексов массивы. Крупные пластообразные тела габбро-анортозитов размещаются в основании гранулитовых покровов. В пределах Беломорского пояса массивы друзитов образуют цепочки, маркирующие зоны селецких складчато-разрывных дислокаций (см. рис. 3.12). В большинстве случаев они имеют субмеридиональную–северо-восточную ориентировку, что характерно для зоны, составляющей юго-западную краевую часть Беломорского пояса. В этой области, в основном соответствующей выходам гнейсов ковдозерского комплекса, отмечаются наименее интенсивные свекофеннские деформации. По мере приближения к зоне динамического влияния Колвицко-Умбинской горизонтальной протрузии зоны селецких дислокаций сначала теряют линейные очертания, а затем испытывают постепенную переориентировку и приобретают северо-западное простирание. Все это происходит на фоне увеличения интенсивности свекофеннских тектонометаморфических преобразований и связано с вращением структур во фланге горизонтальной протрузии. Снятие эффектов вращения и горизонтально-продольного перемещения горных масс к северо-западу показывает, что первичная ориентировка селецких складчато-разрывных зон была преимущественно субмеридиональной–северо-восточной.

В пределах селецких зон складчато-разрывных дислокаций массивы друзитов нередко размещаются в замковых частях складок с вертикальными и горизонтальными осевыми поверхностями. Шарниры этих складок изначально были пологими и ориентированы параллельно линейности типа «В», а также вдоль простирания селецких зон складчато-разрывных дислокаций. По этому признаку селецкие пликативные структуры являются складками продольного тектонического течения, а маркируемые ими зоны отражают траектории горизонтальных тектонических потоков.

Известны также многочисленные примеры синкинематического формирования друзитов в зонах пологих сбросов, в виде силлообразных тел и веретенообразных будин, образующих линейные цепочки по направлению тектонического транспорта (см. рис. 3.14, А). Важным индикатором проявления пологих сбросов являются пластообразные тела анортозитов, условия кристаллизации которых указывают на проявление процессов «шоковой» декомпрессии в зонах глубинного горизонтального течения [Терехов, 2003; Терехов, Суханов, 2002]. В пространственной ассоциации с друзитами нередко находятся дайки и небольшие массивы калиевых гранитов, имеющие сходный возраст. В этих породах часто хорошо развита линейностью транспорта, ориентированная в соответствии с позицией селецких зон складчато-разрывных дислокаций (см. рис. 3.14, А).

Вдоль обширной полосы, развитой в юго-западной краевой части Беломорского пояса, широко распространены мелкие купола с чарнокит-эндербитовыми ядрами и ассоциирующими кварц-полевошпатовыми метасоматитами с ленточным кварцем. Такого рода структурно-вещественные пара-

генезы характерны для комплексов «метаморфических ядер», формирующихся в обстановке горизонтального растяжения [Терехов, 2003].

В целом кинематические параметры становления селецких интрузий определялись следующими взаимосвязанными условиями: 1) вертикально направленное сжатие (складки с горизонтальными осевыми плоскостями); 2) субгоризонтальное растяжение (пологие сбросы, зоны горизонтального течения, пологая линейность транспорта, складки продольного течения). Общие траектории перемещений горных масс обозначились в линейных и слабо извилистых зонах складчато-разрывных дислокаций субмеридионального–северо-восточного простирания (см. рис. 3.12).

* * *

Геодинамическая модель эволюции Беломорско-Лапландского пояса в селецкое время должна опираться на следующие геолого-структурные данные.

1. Синкинематические интрузии селецкого цикла составляет бимодальную серию и отражают обстановку континентального рифтогенеза, связанного с формированием мантийного диапира [Рыбаков и др., 2000; Слабунов и др., 2001; Терехов, 2003; Шарков и др., 2000; Lobach-Zhuchenko et al., 1998].

2. Признаки глубинного формирования друзитовых интрузий при P = 8–12 кбар позволяют предположить, что их магматическое размещение происходило в условиях палеопротерозойской нижней–средней коры, общая мощность которой в пределах Беломорского пояса достигала 60 км и была значительно больше, чем в Карельской и Кольской провинциях [Слабунов и др., 2001; Степанов, 1981; Lobach-Zhuchenko et al., 1998]. Эти данные согласуются с тем, что к концу архея на месте Беломорской области сформировался коллизионный ороген, а наблюдаемые сейчас на поверхности покровно-складчатые комплексы беломорид размещались в его основании [Глебовицкий и др., 1996; Миллер, 2002]. Такая неоднородная система предполагает проявление процессов гравитационного коллапса и восстановления изостатического равновесия.

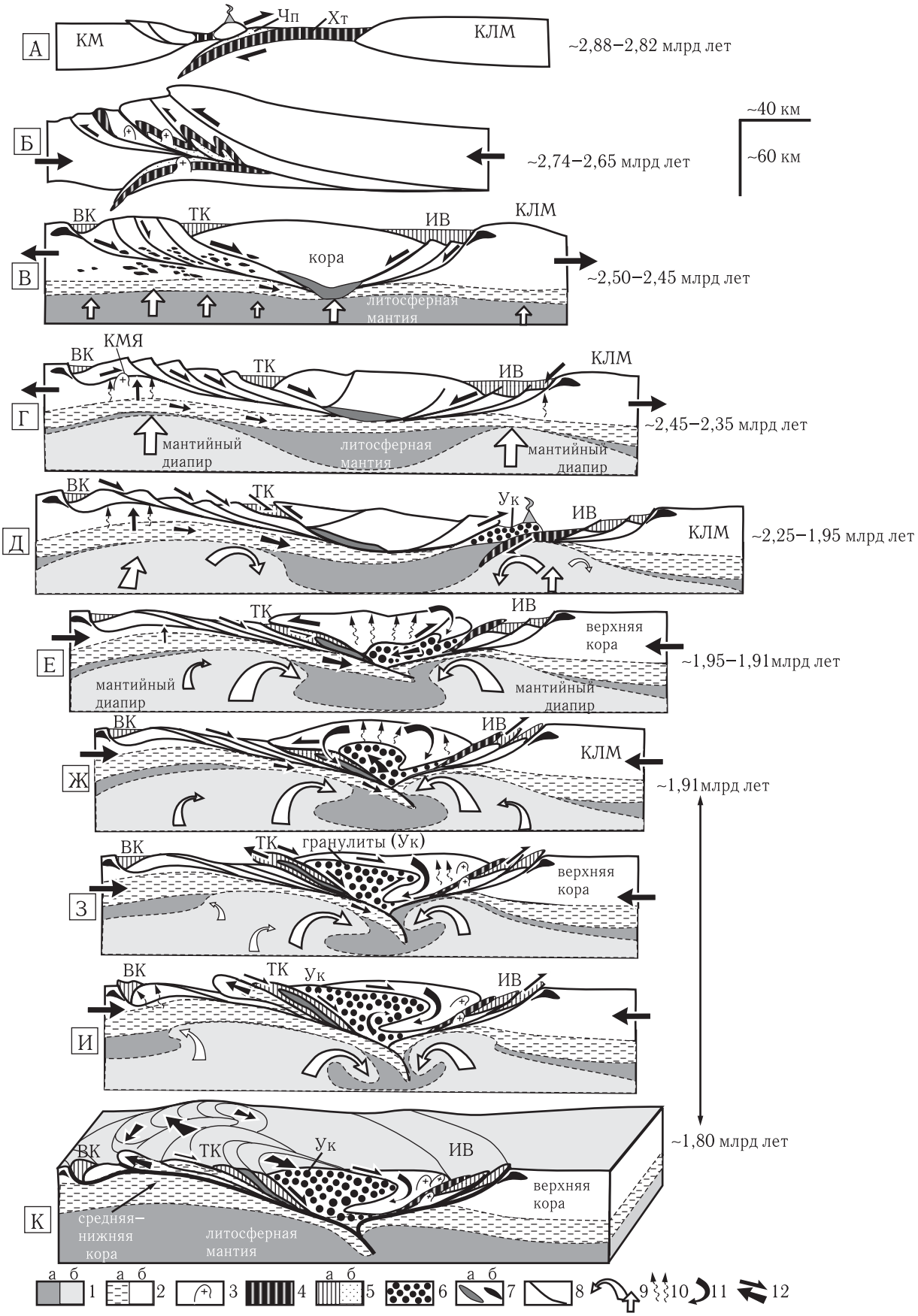
3. Особенности эволюции метаморфизма селецкого цикла отражают условия интенсивного прогрева коры на фоне декомпрессии, что может быть связано с действием мантийного диапира на фоне общего воздымания глубинных комплексов. Учитывая факт отсутствия пород беломорской серии в составе обломочного материала осадочных пород смежных прогибов, а также малые объемы сумийско-сариолийских терригенных пород, можно пренебречь фактором эрозии. Следовательно, процессы эксгумации глубинных комплексов были обусловлены тектоническими процессами.

4. Структурно-кинематическая эволюция Беломорско-Лапландского пояса в селецкое время происходила в условиях горизонтального течения и тектонической деламинации с широким развитием систем листрических сбросов. Последние контролировали размещение разноглубинных комплексов, составлявших единую вертикальную колонну (сверху вниз): вулканогенно-осадочные образования рифтовых долин, расслоенные интрузии в верхней коре, друзиты и гранитоиды на уровне средней–нижней коры и крупные массивы габбро-анортозитов в основании корового слоя.

5. Сумма данных, учитывающих сведения о характере метаморфизма и магматизма Беломорской провинции, а также факт широкого распространения пологих сбросов и структур горизонтального растяжения позволяет предложить для селецкого периода развития беломорид *модель простого сдвига* [Wernicke, 1985], которая в данном случае отражает процессы рифтогенеза и тектонической эксгумации глубинных комплексов. Структурно-вещественные парагенезы в западной, краевой, части Беломорского пояса могут рассматриваться *как результат эволюции комплекса «метаморфических ядер»* в обстановке горизонтального растяжения при участии механизма простого сдвига [Lister, Davis, 1989]. Процессы тектонической эксгумации в селецкое время полного завершения не получили, и беломорские комплексы оставались в глубинных условиях вплоть до начала свекофеннской коллизии.

3.4.3. Структурно-кинематическая модель эволюции Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое

Модель формирования Беломорско-Лапландского пояса должна учитывать ряд тектонических параметров: роль мантийных плюмов и связанных с ними процессов корового растяжения, явления тектонической эксгумации глубинных комплексов, процессы горизонтального и горизонтально-продольного тектонического течения на уровне сред-


А
КМ
Чп
Хт
КЛМ
~2,88–2,82 млрд лет
Б
~40 км
~60 км
~2,74–2,65 млрд лет
В
ВК
ТК
ИВ
КЛМ
кора
литосферная мантия
~2,50–2,45 млрд лет
Г
КМЯ
ВК
ТК
ИВ
КЛМ
мантийный диапир
литосферная мантия
мантийный диапир
~2,45–2,35 млрд лет
Д
ВК
ТК
Ук
ИВ
КЛМ
~2,25–1,95 млрд лет
Е
ТК
ИВ
верхняя кора
мантийный диапир
мантийный диапир
~1,95–1,91млрд лет
Ж
ВК
ИВ
КЛМ
~1,91млрд лет
З
ВК
ТК
гранулиты (Ук)
верхняя кора
И
ВК
ТК
Ук
ИВ
К
ВК
ТК
Ук
ИВ
верхняя кора
средняя–нижняя кора
литосферная мантия
~1,80 млрд лет
а б 1
а б 2
3
4
а б 5
6
а б 7
8
9
10
11
12

←

Рис. 3.51. Модель формирования юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса

1 — литосферная (а) и астеносферная (б) мантия; 2 — нижняя–средняя гранулит-эклогитовая (а) и верхняя гранито-гнейсовая (б) кора; 3 — мигматит-гранитные купола; 4 — океаническая кора; 5 — рифтогенные образования (а) и осадочные породы (б); 6 — терригенные осадки — гранулиты умбинского комплекса; 7 — габбро-анортозиты (а) и мафит-ультрамафиты (б); 8 — разломы; 9 — мантийные конвективные потоки (тепло, расплавы, «сухой» флюид); 10 — флюидно-термальные (водные) потоки; 11 — коровые конвективные потоки; 12 — направления перемещений

Буквенные обозначения: массивы: КМ — Карельский; КЛМ — Кольский; рифтогенные пояса: ВК — Восточно-Карельский, ТК — Танаэлв-Кандалакшский, ИВ — Имандра-Варзугский; структурно-вещественные комплексы: Чп — чупинский, Хт — хетоламбинский, Ук — умбинский комплекс гранулитов; КМЯ — комплекс «метаморфических ядер»

ней–нижней коры, феномен наращивания нижнекорового слоя снизу (anderplating), условия общей коллизии свекофеннского времени. Ниже предлагается модель эволюции Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое, учитывающая эти условия.

Ребольский субдукционно-коллизионный тектонометаморфический цикл

Для ранней стадии эволюции Беломорско-Лапландского пояса в неоархее предлагается использовать субдукционно-коллизионную модель Ю.В. Миллера и др. [2002]. Согласно этой модели, на субдукционной стадии ребольского цикла в результате поддвига океанической плиты (Хетоламбинский покров) и перекрывающих ее осадков глубоководного желоба (Чупинский покров) под край Карельской гранит-зеленокаменной области оформилась ее аккреционно-островодужная окраина (рис. 3.51, А). Время проявления субдукции принимается в соответствии с возрастом островодужных комплексов Тикшозерского зеленокаменного пояса и раннего метаморфизма (2880–2820 млн лет) [Бибикова, 1997; Бибикова и др., 1999, 2003; Щипанский и др., 2001].

Последующие коллизионные процессы привели к обдукции и надвиганию покровов на край Карельской аккреционной области, что сопровождалось высокобарическим метаморфизмом и формированием поздних тоналитов (2740–2690 млн лет) [Глебовицкий и др., 1996, 2000; Лобач-Жученко и др., 1993; Миллер, 2002; Володичев, 2002]. Коллизия завершилась развитием разноориентированных складок и мигматит-гранитных куполов. В результате к концу архея оформился коллизионный ороген, сочленявший Карельский и Кольский кратоны, а собственно беломорские комплексы разместились в его основании (см. рис. 3.51, Б). Вследствие тектонического скучивания гетерогенных комплексов и «сдваивания» коры ее мощность в области орогена была существенно выше, чем в смежных провинциях. Такая неоднородная система предполагает последующее проявление процессов гравитационного коллапса и восстановления изостатического равновесия. На основании петрологических данных [Седова и др., 1996], свидетельствующих о единой последовательности тектонометаморфических преобразований в интервале времени 2,70–2,45 млрд лет, можно предположить, что эволюция Беломорского пояса в начале палеопротерозоя отчасти была связана с посторогенными событиями и тектонической денудацией орогенного пояса.

Селецкий тектонометаморфический цикл

На огромных ареалах Балтийского щита начало протерозоя ознаменовалось интенсивным рифтогенным магматизмом. В пределах Беломорско-Лапландского пояса и его обрамления магматические образования с возрастом 2,5–2,35 млрд лет в период формирования составляли единую вертикальную колонну (сверху вниз): рифтогенные вулканиты — расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии — лерцолит-габбронориты, диориты (комплекс друзитов) и анорогенные граниты — крупные массивы габбро-анортозитов. Последние формировались в условиях нижней коры, которая испытывала в этот период растяжение и многократную магматическую и метаморфическую проработку. Мелкие «распыленные» по разрезу массивы друзитов кристаллизовались при $P = 8–12$ кбар на уровне нижней–средней коры. В целом породы данной вертикальной колонны составляют бимодальную серию мафит-ультрамафитовых и гранитоидных образований, характеризующих обстановку континентального рифтогенеза, связанного с формированием мантийного диапира [Рыбаков и др., 2000; Слабунов и др., 2001; Степанов, 1981; Терехов, 2003; Шарков и др., 2000; Lobach-Zhuchenko et al., 1998].

Вся совокупность магматических пород селецкого цикла формировалась в синкинематических условиях. Динамические параметры на нижних уровнях коры при этом определялись вертикально направленным сжатием и сплющиванием структур в горизонтальной плоскости (гравитационный коллапс орогена) и субгоризонтальным растяжением, что привело к формированию пологих листрических сбросов и зон горизонтального тектонического течения (см. рис. 3.51, В). Траектории перемещений горных масс обозначились в линейных и слабоизвилистых зонах складчато-разрывных дислокаций субмеридионального–северо-восточного простирания (в современных координатах). Зоны пологих сбросов и складчато-разрывных дислокаций, структуры замкового отслаивания и горизонтального течения контролировали процессы магматического размещения разноглубинных рифтогенных комплексов. Становление интрузий на уровне нижней–средней коры проходило в условиях интенсивного прогрева и декомпрессии, что, в свою очередь, было обусловлено действием мантийного восходящего потока на фоне общего воздымания.

Эти явления сопровождались тектонической деламинацией и частичной эксгумацией глубинных геомасс за счет соскальзывания верхнекоровых пластин по системе пологих сбросов (модель простого сдвига [Wernicke, 1985]). Почти одновременно или с некоторым запаздыванием происходило компенсационное воздымание и формирование комплекса «метаморфических ядер» (по модели [Lister, Davis, 1989]) (см. рис. 3.51, Г).

Предполагается, что осевая часть мантийного диапира, контролировавшего процессы рифтогенеза, проецировалась на Беломорскую провинцию, а рифтовые долины размещались преимущественно вдоль ее границ в верхних уровнях коры [Рыбаков и др., 2000; Слабунов и др., 2001; Терехов, 2003; Lobach-Zhuchenko et al., 1998]. Однако, учитывая масштаб проявления магматизма этого периода, можно предположить, что размеры главного мантийного плюма были сопоставимы с общей площадью палеопротерозойского суперконтинента Лаврентия, включавшего в себя докембрийские комплексы Канадского и Балтийского щитов [Минц и др., 1996; Рундквист и др., 1999]. Формирование такого суперплюма предопределило общий режим растяжения на огромной территории, но интенсивность процессов деструкции континентальной коры зависела от локальных условий, связанных с ее неоднородным строением. Неоархейские орогенные пояса, представляющие собой неравновесные в реологическом и гравитационном отношении системы, могли быть аттрактором процессов растяжения, которые дополнительно стимулировались фактором гравитационного коллапса орогенов. Концентрированное проявление процессов растяжения в пределах орогенных областей, согласно принципам пассивного рифтогенеза [Леонов Ю., 2001], могло обусловить появление мантийных плюмов (диапиров) более высокого порядка в условиях многоярусной конвекции. По-видимому, формирование диапиров такого рода явилось реакцией на процессы гравитационного «расползания» неоархейского Беломорско-Лапландского орогена. В рамках предлагаемой модели допускается развитие двух мантийных диапиров, которые проецировались на краевые части данного пояса (см. рис. 3.51, Г).

Сведения о глубинных ксенолитах позволяют предполагать, что в связи с эволюцией мантийных плюмов имело место формирование палеопротерозойских эклогит-гранулитовых ассоциаций нижнекорового слоя в основании Беломорско-Лапландского пояса [Ветрин, 2002; Минц, Берзин, Бабарина и др., 2002]. На фоне общей деструкции и сокращения мощности кратонизированного слоя происходило замещение архейских нижнекоровых образований палеопротерозойскими метаморфическими и магматическими ассоциациями. Эти процессы отчасти компенсировали деструкцию древней коры за счет ее наращивания и магматического подслаивания снизу (anderplating).

Таким образом, *структурно-вещественные комплексы Беломорского пояса в раннем палеопротерозое (2,45–2,3 млрд лет) составляли нижне-среднекоровые уровни континентальной коры, подверженной рифтогенезу в соответствии с моделью простого сдвига*. На данном уровне глубин рифтогенез проявился в тектонической деламинации и объемном субгоризонтальном течении, в развитии структурной линейности, складок продольного течения и пологих сбросов, контролировавших размещение синкинематических интрузий. Процессы тектонической эксгумации селецкого цикла, предположительно, продолжались вплоть до начала свекофеннской коллизии. Однако полного завершения на этом этапе они не получили, и беломорские комплексы так и не достигли эрозионного среза.

Нужно отметить, что тектонометаморфические и магматические процессы селецкого цикла в пределах Беломорско-Лапландского пояса надежно

датированы в интервале времени 2,5–2,35 млрд лет. Длительный период (2,35–1,95 млрд лет), составляющий следующий временной интервал до начала свекофеннских коллизионных процессов, в настоящее время геохронологически задокументирован очень слабо. Предполагается, что в это время имело место формирование осадочного протолита кислых гранулитов (2,1–1,95 млрд лет); происходило внедрение габбро-анортозитов (2,10–1,94 млрд лет), субщелочных гранитов (2,29–2,05 млрд лет) и гранатовых габбро (2,2 млрд лет); известны также метки метаморфических событий (2,2–1,9 млрд лет) [Ветрин, 2002; Каулина, 1996,1999; Митрофанов и др., 1993; Нерович, 1999; Терехов, 2003; Balagansky et al., 2001; Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001]. В смежных с Беломорско-Лапландской областью вулканогенно-осадочных поясах отмечаются активные тектономагматические процессы, позволяющие ряду исследователей предполагать формирование здесь внутриконтинентальных микроокеанов и проявление процессов субдукции (2,25–1,95 млрд лет) [Минц и др., 1996]. Ярко обособленных структурно-кинематических парагенезов для этого периода времени не отмечается, что, возможно, связано с продолжением динамического режима предшествующего тектонического цикла. В качестве гипотезы предлагается следующая модель эволюции Беломорско-Лапландского пояса в интервале времени 2,35–1,95 млрд лет.

В связи с эволюцией двух мантийных диапиров, которые проецировались на краевые части Беломорско-Лапландского пояса, в их апикальных зонах имело место максимальное растяжение и утонение корового слоя (см. рис. 3.51, Д). В области рифтовой системы Имандра–Варзуга в результате этого произошел разрыв континентальной коры и сформировался микроокеан красноморского типа [Минц и др., 1996]. Нисходящие ветви конвективных потоков в апикальных частях мантийных диапиров, направленные навстречу друг другу, могли обеспечить поддвиго-надвиговые процессы в области их взаимодействия. Вулканогенно-осадочные комплексы Танаэлв-Кандалакшского рифта и подстилающие их образования испытывали поддвиг вдоль поверхностей более ранних пологих сбросов во внутриконтинентальной обстановке (см. рис. 3.51, Е). В области микроокеана Имандра–Варзуга имела место ограниченная субдукция океанической плиты. Связанные с этим процессом островодужные ювенильные вулканиты в настоящее время представлены продуктами их размыва — кислыми гранулитами умбинского комплекса, а также чарнокит-эндербитами корневых частей островных дуг [Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001]. Субдукция океанической плиты должна была быстро прекратиться в виду ее малых латеральных размеров. Однако процессы конвекции в области мантийных диапиров продолжались и затягивали в зону поддвига островодужные комплексы и продукты их размыва (см. рис. 3.51, Д, Е). В дальнейшем ситуация развивалась в обстановке внутриплитной коллизии на уровне нижней коры, что привело к развитию двух систем коровых пластин, погружающихся навстречу друг другу. По-видимому, это обусловило развитие ситуации типа «замковой субдукции» (самоблокирующаяся субдукция, по: [Леонов М., 1996]) с заклиниванием пододвигаемых пластин в основании корового слоя (см. рис. 3.51, Е). В области такого «замка» оказались затянутыми на глубину в зоне нисходящего конвективного потока терригенные осадки умбинского комплекса и эндербит-чарнокиты. Здесь они испытали частичное смешение с нижнекоровыми образованиями, а также дегидратацию и гранулитовый метаморфизм. Результатом этих реакций явились восходящие флюидно-термальные потоки, обусловившие высокую пластификацию значительных объемов вышележащих пород. Это могло способствовать последующему проявлению механизмов вязкостной инверсии и коровой конвекции в форме «гравитационного перераспределения» геомасс (см. рис. 3.51, Ж).

Свекофеннский тектонометаморфический цикл

Свекофеннские коллизионные события, по-видимому, явились естественным продолжением рассмотренной выше геодинамической ситуации. Конвергенция средне-нижнекоровых пластин продолжалась в результате действия конвективных потоков, связанных с двумя мантийными диапирами, которые составляли единую динамическую систему. В области «замковой субдукции» и высокой компрессии сформировался своеобразный структурный «желоб», контролировавший размещение пластифицированных гранулитов (см. рис. 3.51, Е, Ж).

Система «деформируемая среда — включенное в нее менее вязкое тело» не является равновесной: в более текучем теле возникает избыточное давление, направленное на прорыв среды [Леонов М., 2001]. В подобной ситуации наиболее энергетически

выгодным способом релаксации тектонических нагрузок является перетекание пластичных геомасс в области геодинамических убежищ (вязкостная инверсия). При наличии условий транспрессии (косой конвергенции), которые всегда приводят к сегментации зон на области выжимания и нагнетания, проявляются процессы горизонтально-продольного течения масс из областей повышенных нагрузок в области относительной декомпрессии. Именно такую транспрессионную ситуацию, связанную с «косым» поддвигом пластин, следует предполагать в области рассматриваемой «замковой субдукции». Она была ответственна за появления горизонтальной составляющей перемещений пластифицированных масс гранулитов. Другой динамический фактор релаксации напряжений — выдавливание глубинных образований к поверхности в верхние уровни коры. Суммарное действие этих условий неизбежно порождает результирующие процессы тектонического течения в виде полого восходящего потока — субгоризонтальной протрузии, прорывающейся в верхние уровни коры.

Таким образом, *главным фактором формирования Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии было транспрессионное выжимание гранулитов* из области высокой компрессии, и лишь в дальнейшем как следствие восходящих перемещений и декомпрессии выдавливаемых пород могли включиться механизмы «гравитационного перераспределения» геомасс, подробно рассматриваемые рядом авторов [Перчук, 1997; Ramberg, 1981; Perchuk et al., 2000 а,б]. Таким образом, из серии случайных тектонических процессов развивалась закономерная цепочка событий: встречные конвективные мантийные потоки → преимущественно А-субдукция континентальных плит, косо погружающихся навстречу друг другу, → «замковая субдукция» и коллизионные процессы на уровне нижней коры → транспрессионное выжимание гранулитов и вязкостная инверсия → коровая конвекция и «гравитационное перераспределение» геомасс.

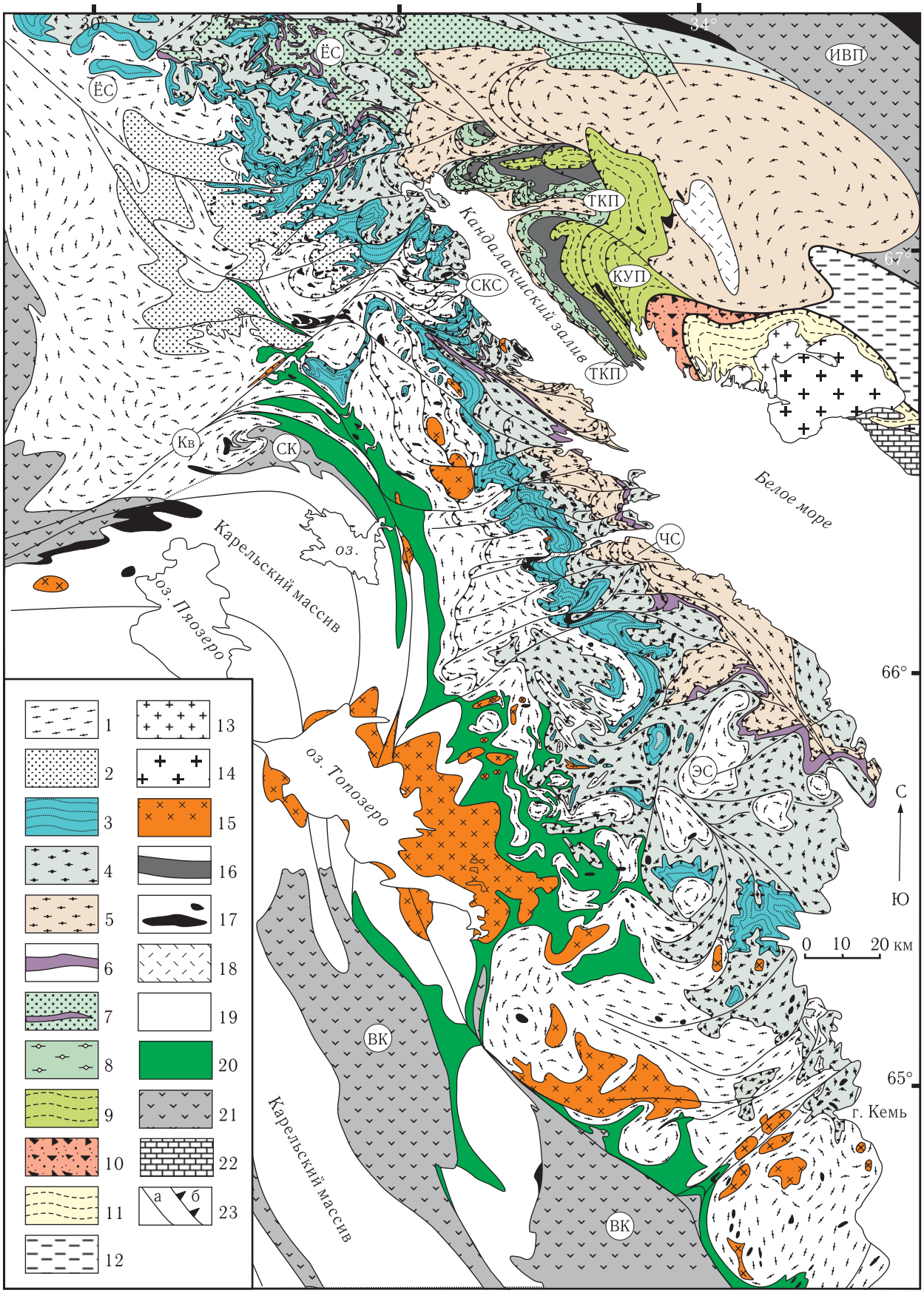
Выдавливание гранулитов в верхние уровни коры и включение механизмов «гравитационного перераспределения» геомасс (коровой конвекции) должно было повлечь компенсационное погружение под гранулиты вышележащих комплексов. Это отразилось в пододвигании рифтогенных толщ Танаэлв-Кандалакшского пояса под умбинские гранулиты и габбро-анортозиты (см. рис. 3.51, Ж). Кислые гранулиты умбинского комплекса, вступив в контакт с относительно холодными, пододвинутыми геомассами, испытали изобарическое охлаждение в краевых частях гранулитового массива. В области контакта сформировалась зона тектонометаморфического меланжа. В дальнейшем поддвиго-надвиговые процессы развивались дискретно. Пластины, испытавшие поддвиг, захватили фронтальную часть массива умбинских гранулитов и на некоторое время «застопорились» вместе с ней на

→

Рис. 3.4. Схема геологического строения юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса (составлено с использованием данных: [Балаганский и др., 1986; Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Миллер и др., 1995, 2002; Пожиленко и др., 2002; Слабунов, 1993; Степанов, 1981; Сыстра, 1978; Терехов, 2003])

1–7 — *неоархейские образования Беломорского пояса:* 1 — Ковдозерский покров — преимущественно биотитовые, реже биотит-амфиболовые тоналитогнейсы, гнейсограниты, 2 — Ориярвинский покров — биотит-амфиболовые тоналитогнейсы, 3 — Чупинский покров — глиноземистые гнейсы (гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотит-мусковитовые, биотит-мусковитовые), 4 — Хетоламбинский покров — преимущественно амфиболовые и биотит-амфиболовые тоналитогнейсы, трондьемиты, гранодиориты, скиалиты орто- и параамфиболитов, 5 — Керетский покров — преимущественно биотитовые тоналитогнейсы, 6 — «мафические зоны» — гранитизированные метабазиты и ультрабазиты, 7 — Риколатвинский покров — биотитовые и амфиболовые тоналитогнейсы с пластовыми телами ортоамфиболитов; 8–15 — *палеопротерозойские образования Колвицко-Умбинского сегмента* (*пояса*) *Лапландско-Колвицкого пояса:* 8 — кандалакшский комплекс (Танаэлв-Кандалакшская зона) — гранатовые амфиболиты, амфиболовые гнейсы, базальные метаконгломераты, 9 — порьегубский комплекс — основные гранулиты, двупироксеновые кристаллосланцы, реже гранулиты среднего и кислого состава, 10 — зона тектонического меланжа, 11 — умбинский комплекс — преимущественно кислые гранат-силлиманитовые гранулиты, 12 — терский комплекс — биотит-амфиболовые гнейсы, 13 — габбро-анортозиты (2,45–2,46 млрд лет), 14 — эндербит-чарнокиты (1944–1912 млн лет), 15 — порфировидные граниты; 16–18 — *интрузивные образования беломорского пояса:* 16 — эндербит-чарнокиты (неоархей — 2,4 млрд лет), 17 — массивы мафит-ультрамафитов (друзиты: 2,45–2,35 млрд лет), 18 — субщелочные граниты (2,3–1,9 млрд лет?); 19–20 — *неоархейские образования фундамента Карельского массива:* 19 — гранитогнейсы, 20 — зеленокаменные комплексы; 21 — палеопротерозойские вулканогенно-осадочные образования; 22 — рифейский осадочный чехол; 23 — разрывы: крутопадающие (а) и пологие (б)

Буквенные обозначения: Структуры Лапландско-Колвицкого пояса: КУП — Колвицко-Умбинский сегмент (пояс), ТКП — Танаэлв-Кандалакшская зона. Сегменты Беломорского пояса: СКС — Серяк-Ковдозерский, ЧС — Чупинский, ЭС — Энгозерский, ЁС — Ёнский. Кв — Ковдозерский сдвиг. Палеопротерозойские вулканогенно-осадочные пояса: ВК — Восточно-Карельский, СК — Северо-Карельский, ИВП — Имандра-Варзугский


30°
32°
34°
67°
66°
65°
ЁС
ЁС
ИВП
ТКП
КУП
СКС
ТКП
Кандалакшский залив
Кв
СК
Белое море
ЧС
оз.
Карельский массив
оз. Пяозеро
оз. Топозеро
ЭС
ВК
ВК
Карельский массив
С
Ю
0 10 20 км
г. Кемь
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
а
б

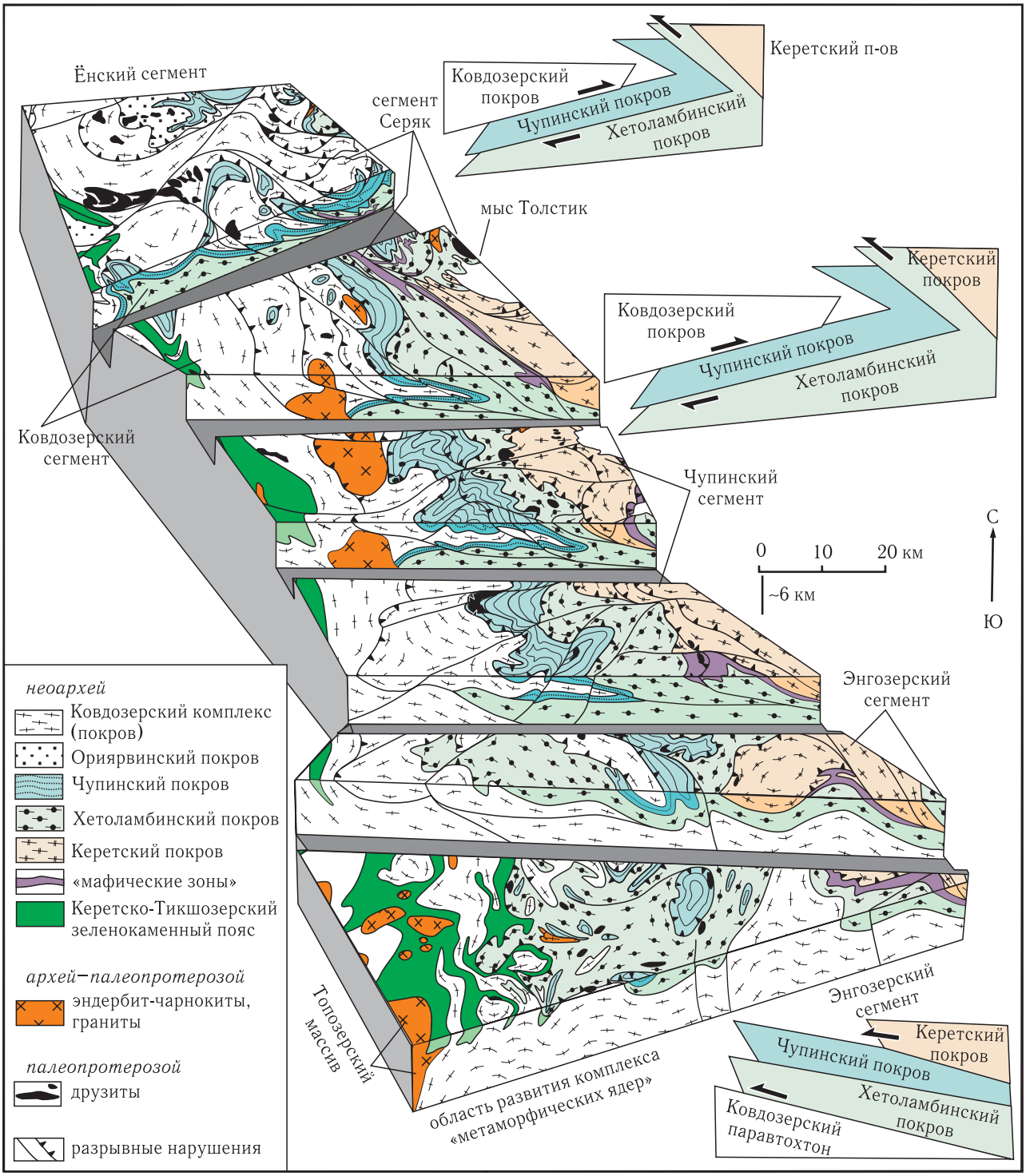


Рис. 3.6. Блок-диаграмма, иллюстрирующая покровно-складчатое строение юго-восточной части Беломорского пояса

Схематизированные рисунки отражают соотношения тектонических покровов, сформировавшихся в результате субдукционной и коллизионной (обдукционной) стадий развития беломорид в неоархее (составлено с использованием данных: [Балаганский и др., 1986; Миллер, 2002; Миллер и др., 1995, 2002; Пожиленко и др., 2002; фондовые материалы]

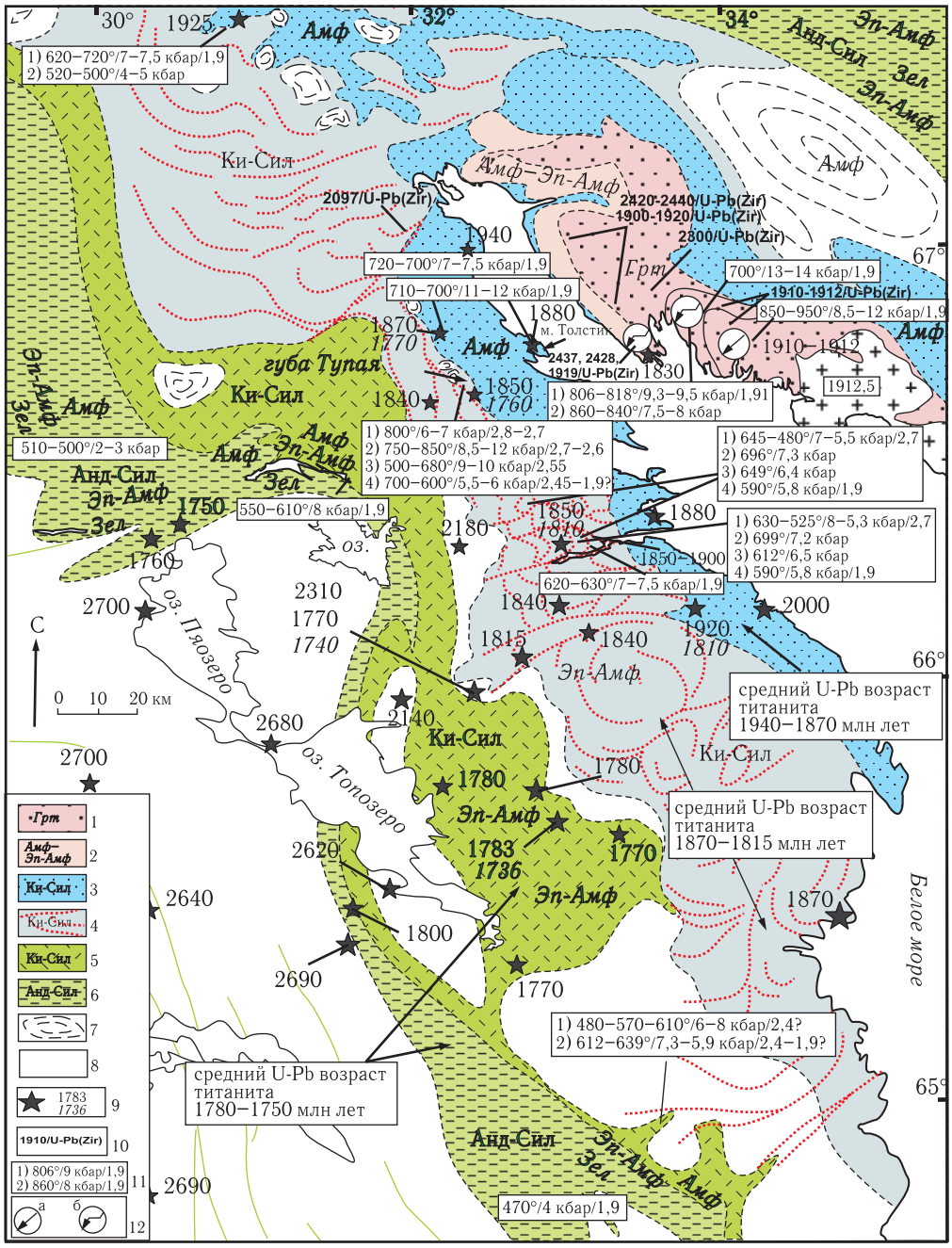


Рис. 3.9. Схема метаморфической зональности свекофеннского цикла юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса (составлено с использованием данных: [Володичев, 1990, 2002; Глебовицкий и др., 1996; Седова и др., 1996; Сибилев, 2001; Bibikova et al., 2001; Daly et al., 2001; Glebovitsky et al., 2001])

1 — гранулитовая фация, гиперстен-силлиманитовая субфация (аллохтонные комплексы); 2 — амфиболитовая — эпидот-амфиболитовая фации (поднадвиговые области гранулитов); 3, 4 — области относительно однородного по P-T параметрам метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии, преимущественно кианит-мусковитовая субфация фации альмандиновых амфиболитов, проявленная равномерно (3) и дискретно (4); 5, 6 — области зонального метаморфизма кианит-силлиманитовой (5) и андалузит-силлиманитовой (6) фациальных серий; 7 — области развития мигматит-гранитных куполов; 8 — области слабо выраженных свекофеннских преобразований; 9 — места отбора проб и изотопный U-Pb возраст титанита (прямой шрифт) и рутила (курсив), млн лет; 10 — изотопный возраст метаморфических минералов, полученный разными методами; 11 — P-T условия метаморфизма: температура / давление / возраст, млрд лет; 12 — схематизированные P-T-t тренды метаморфизма: а — отражающие декомпрессию–охлаждение, б — изобарическое охлаждение

Буквенные обозначения: Зел, Эп-Амф, Амф, Грт — зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая, гранулитовая фации, соответственно; Ки-Сил, Анд-Сил — кианит-силлиманитовая и андалузит-силлиманитовая фациальные серии

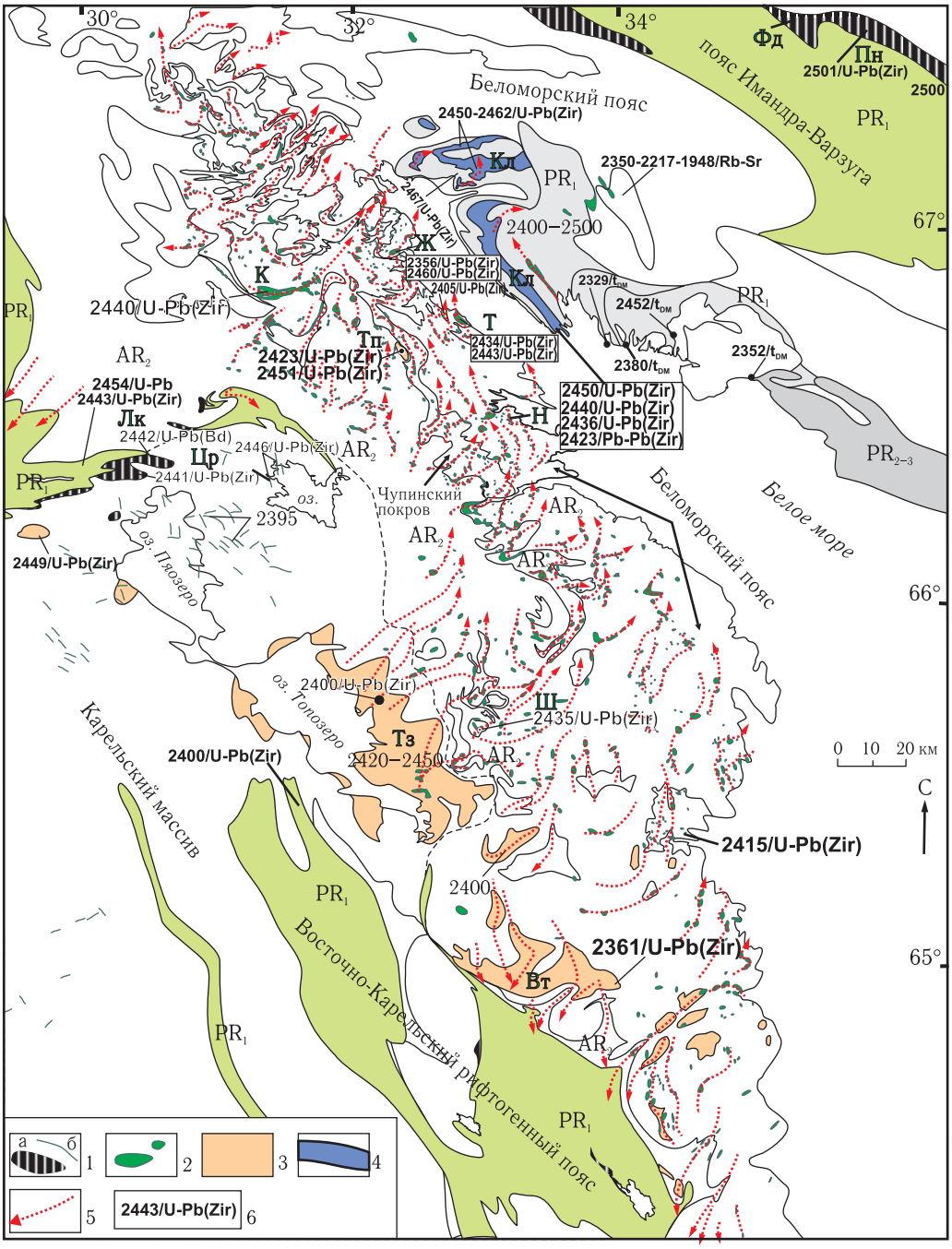


Рис. 3.12. Схема тектонического размещения и изотопного датирования магматических комплексов сумийско-сариолийского возраста (2,5–2,35 млрд лет) в пределах юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса (составлено с использованием данных: [Балаганский и др., 1997; Баянова и др., 2002; Бибикова, Шельд, 1993; Ефимов, Каулина, 1997; Каулина, 1996; Лобач-Жученко и др., 1993; Минц и др., 2004; Рыбаков и др., 2000; Слабунов и др., 2001; Степанов, 1981; Терехов, 2003; Balagansky et al., 2001; Bogdanova et al., 1993; Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Mitrofanov, Pozhilenko, 1995])

1–4 — рифтогенные магматические породы (2,5–2,35 млрд лет): 1 — верхнекоровые расслоенные массивы мафит-ультрамафитов (а) и дайки основного состава (б), 2 — среднекоровые лерцолит-габбронориты, диориты и др. (друзиты), 3 — среднекоровые чарнокитоиды, порфировидные граниты, 4 — нижнекоровые массивы габбро-анортозитов; 5 — оси складок и зоны складчато-разрывных дислокаций селецкого цикла; 6 — возраст пород, млн лет/метод (минерал)

Буквенные обозначения — массивы магматических пород: Вт — Витозерский, Ж — Жемчужный, К — Ковдозерский, Кл — Колвицкий, Лк — Лукулайсваара, Н — мелкие массивы района пос.Нильмогуба, Тз — Топозерский, Т — мыса Толстик, Тп — губы Тупой, Ш — Шобозерский, Цр — Ципринга, Пн, Фд — Панско-Федоровых тундр

глубине, испытав высокобарические метаморфические преобразования. В то же время, центральные части гранулитового массива испытывали декомпрессию и анатектическое плавление, обусловленные перемещением гранулитов в верхние уровни коры (см. рис. 3.51, Ж). В последующем декомпрессия охватила и погребенные (пододвинутые) комплексы, что было связано с их выдвиганием к поверхности, опережающим темпы воздымания главной массы умбинских гранулитов (см. рис. 3.51, З). Перемещения происходили в форме пологовосходящего потока — субгоризонтальной протрузии. Умбинские гранулиты испытывали при этом тектоническое выдвигание с меньшими скоростями и составляли тыловую область протрузии, в пределах которой относительные тектонические перемещения развивались в противоположном направлении (см. рис. 3.51, З). В этой зоне формировались системы пологих сбросов и проявилась обстановка интенсивной декомпрессии, что сопровождалось анатектоидным плавлением и формированием чарнокитов с возрастом 1912 млн лет.

Проявления гранулитового метаморфизма в основном завершились 1910 млн лет назад, но на смену им пришли процессы динамодиафтореза с полным спектром регрессивных преобразований. При этом продолжала развиваться Колвицко-Умбинская кристаллическая протрузия с быстрым выдвиганием в верхние уровни коры пластифицированных тектонических пластин, подстилающих умбинские гранулиты. Выдвигание происходило в виде линейно направленного потока в северо-западном направлении. Оно сопровождалось явлениями тектонического телескопирования, в результате которого формировались фестончатые вложенные друг в друга чешуи и пластины (см. рис. 3.51, И, К). В дальнейшем во фронте протрузивной структуры обособилась область нагнетания и тектонического телескопирования более высокого ранга, что отразилось в структурном сдваивании Колвицко-Умбинского пояса, а также в тектоническом растекании горных масс от сегмента вклинивания протрузии (см. рис. 3.51, К). Амплитуда горизонтально-продольных перемещений в северо-западном направлении, с учетом процессов тектонического телескопирования и сдваивания структуры, составила не менее 150 км. Пологовосходящие перемещения Умбинских гранулитов по-прежнему происходили с меньшими скоростями, что способствовало развитию пологих сбросов и формированию крупного Умбинского массива порфировидных гранитов в обстановке декомпрессии.

Развитие Колвицко-Умбинской протрузии оказало мощное влияние на обширные ареалы юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса. В ее обрамлении обособились динамически сопряженные фронтальная и фланговая области, зона тыловой декомпрессии и сопряженная с ней вихревая структура, связанная с ротационным характером тектонических перемещений. Широкое развитие получили надвиговые структуры, испытавшие последовательную трансформацию в пологие сбросы.

Формирование протрузии контролировало тектонометаморфические процессы регрессивной направленности, отражающие последовательную эксгумацию глубокометаморфизованных комплексов, размещавшихся на уровне нижней–средней коры. Синхронные процессам структурообразования проявления свекофеннского метаморфизма в пределах Беломорско-Лапландского пояса завершались в разное время с тенденцией последовательной миграции с северо-востока на юго-запад. В соответствии с этим предполагается, что развитие надвигов начиналось в осевой части горизонтальной протрузии и последовательно распространялось в ее фланги. В процессе выдвигания метаморфические породы попадали в более верхние уровни коры и испытывали декомпрессионное остывание. Следующая возрастная генерация надвиговых чешуй выдавливалась из-под более ранних и также попадала в регрессивные условия метаморфизма. В тылу выдвигаемой активной пластины развивалась кинематически сопряженная система пологих сбросов, отчасти наследующих сместители надвигов первой генерации (см. рис. 3.51, И, К). Их формирование обусловливало тектоническую эрозию глубинных частей разреза в результате соскальзывания пластин. Последовательное развитие «бимодальных надвиго-сбросовых» перемещений в диаметрально противоположные стороны приводило к развитию общей структуры типа «домино». В результате этого пластины испытывали вращение вокруг горизонтальной оси и выполаживались, а общая мощность тектонического пакета в вертикальном направлении существенно сокращалась. Данный «бимодальный надвиго-сбросовый» кинематический эффект был ответствен за процессы тектонической эксгумации глубокометаморфизованных глубинных комплексов.

Этот эмпирически установленный механизм выжимания пластин из-под более ранних покровов — один из вариантов формирования покровно-складчатых сооружений [Морозов, 2002а;

Морозов, Гептнер, 1997]. В рассматриваемом случае его проявление можно объяснить следующими последовательными процессами: выжимание и выдвигание пластифицированных глубинных пород в виде тектонического покрова → нарушение гравитационных равновесий, разогрев и падение вязкости пород в поднадвиговой области → компенсационное выжимание из-под ранних покровов активизированных масс в виде следующей пластины → развитие сопряженных сбросов в тылу активных надвиговых перемещений. Этот механизм предполагает дискретное распределение динамических режимов по разрезу. В нижних срезах коры, по-видимому, должна была преобладать обстановка сжатия, обусловливающая выжимание глубинных геомасс к поверхности. В верхней коре следует ожидать преобладание процессов растяжения, либо комбинированные условия с характерным «бимодальным надвиго-сбросовым» кинематическим эффектом.

Если это так, то получается, что коллизионные процессы в пределах Беломорско-Лапландского пояса развивались преимущественно в глубинных условиях за счет скучивания пластифицированных нижнекоровых геомасс. Верхняя кора реагировала на эти процессы «анорогенными» явлениями, обусловливающими ее общее утонение и эксгумацию глубинных комплексов пород. Отсутствие существенного сдваивания верхнекоровых пластин и характерных орогенных образований заставляет предполагать, что эффекты коллизии компенсировались пластическими деформациями нижнекоровых образований. Как показывают данные по глубинным ксенолитам, в свекофеннское время гранулиты нижней–средней коры испытывали существенную мигматизацию [Ветрин, 2002] и, возможно, представляли собой подвижный мигматитовый астенослой, отчасти «поглощавший» явления конвергенции нижнекоровых пластин. Таким образом, юго-восточная часть Беломорско-Лапландского пояса характеризуется весьма своеобразными редуцированными коллизионными процессами, сконцентрированными на уровне средней–нижней коры. Их можно связать с взаимодействием двух мантийных диапиров, генерировавших область глубинной конвергенции в междиапировом пространстве нисходящих конвективных потоков (см. рис. 3.51, Ж–К).

* * *

Гранулиты Лапландско-Колвицкого пояса и ассоциирующие с ними породы, судя по модельным Sm-Nd датировкам, представлены преимущественно палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными и интрузивными образованиями, оказавшимися на уровне средней–нижней коры до начала свекофеннского цикла. *В свекофеннское время глубинные метаморфические комплексы юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса в условиях внутриплитной коллизии испытали тектоническую эксгумацию в результате формирования Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии*.

Ее развитие сопровождалось многократным телескопированием тектонических чешуй и было связано с транспрессионным выжиманием пластифицированных нижнекоровых масс к поверхности в виде полого восходящего тектонического потока, направленного к северо-западу (в современных координатах). При этом действовал «бимодальный надвиго-сбросовый» кинематический эффект: выдвигание глубинных комплексов сопровождалось субсинхронной тектонической эрозией с удалением верхних частей разреза за счет развития пологих сбросов.

Глава 4
Палеопротерозойская тектоника Карельского массива

4.1. Основные черты геологического строения

Карельский массив является одним из крупнейших структурных и геоисторических элементов Балтийского щита. Особенности его структурно-вещественной эволюции в палеопротерозое имеют большое значение для геодинамических реконструкций и понимания механизмов развития раннедокембрийского корового слоя.

4.1.1. Краткий геологический очерк

Карельский массив представляет собой типичную гранит-зеленокаменную область, в строении которой преобладают породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ) с неправильной сетью реликтов неоархейских (лопийских) зеленокаменных поясов, образующих относительно узкие линейные «швы» и сложные петельчатые системы [Миллер, 1988; Минц, 1998; Шарков и др., 2000]. Архейские гранит-зеленокаменные ассоциации выступают в роли фундамента по отношению к палеопротерозойским вулканогенно-осадочным комплексам. В составе фундамента Карельского массива обособлены три главных домена: Водлозерский и Западно-Карельский, сложенные древнейшими гранито-гнейсами (модельные Sm-Nd возрасты > > 3 млрд лет), а также разделяющий их Центрально-Карельский домен, в строении которого участвуют более молодые гранит-зеленокаменные комплексы (модельные Sm-Nd возрасты 2,8–2,7 млрд лет) [Лобач-Жученко и др., 2000] (рис. 4.1, св. цв. вкл.). Эти тектонические единицы, отражающие гетерогенное строение фундамента карелид, хорошо выражены в осредненном гравитационном поле Карелии (см. ниже). Ориентировка границ доменов, так же как и генеральная позиция зеленокаменных поясов, имеет субмеридиональное простирание, резко дискордантное к зонам обрамления Карельского массива, вытянутых в северо-западном направлении. В фундаменте карелид обособлены элементы тектонической делимости и более низкого ранга. К ним относятся овальные в плане неоархейские мигматит-гранитные купола, окаймленные зеленокаменными поясами. Результатом палеопротерозойской тектонической активизации явились линзовидные домены высокого порядка, ограниченные зонами сдвига. Наиболее крупными из них являются домены Иисалми и Пудосъярви (см. рис. 4.1).

Гранит-зеленокаменные комплексы фундамента Карельского массива с угловым несогласием и глубоким размывом перекрыты палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами (*карельский комплекс*).

До недавнего времени данные образования рассматривались как фрагменты эпиплатформенного чехла, изначально перекрывавшего весь Карельский массив и сохранившегося в ядрах синклиналей [Гилярова, 1974; Кратц, 1963; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966]. В настоящее время появились представления о первичном размещении значительной части палеопротерозойских комплексов в пределах эпиконтинентальных рифтогенных трогов типа pull-apart или полуграбенов [Морозов, 1999, 2002б; Терехов, 1984, 2003; Колодяжный, 2001, 2002а, 2003а]. Альтернативными являются мнения об эволюции данных образований в рамках моделей тектоники плит. Это предполагает существование палеопротерозойских вулканогенно-осадочных поясов шовного типа («палеоокеанические сутуры»), имеющих чешуйчато-надвиговое строение [Минц и др., 1996, 2001, 2004; Минц, Берзин, Бабаянц и др., 2002; Берзин и др., 2002].

В этой работе будет последовательно рассматриваться материал, свидетельствующий о том, что первичное размещение и последующая эволюция палеопротерозойских структур были во многом свя-

заны с зонами сдвигов. Долгоживущие нарушения этого типа густо пронизывают весь массив и образуют системы овально-концентрических и диагональных к общему простиранию структур сдвиговых зон. К первой из них относятся сдвиговые структуры краевых частей Карельского массива, образующих гигантский полузамкнутый Циркум-Карельский пояс. Его составляют Восточно-Карельская, Северо-Карельская, Гирвасковская, Раутаваарская зоны, а также значительный сегмент сдвиговой сутуры Ладога-Раахе, разделяющей свекофеннские и карельские комплексы (см. рис. 4.1). В центральной части кратона фрагмент овально-концентрической системы сдвигов составляют Центрально-Карельская и Олуярвинская зоны. Диагональные сдвиги представлены Койкарско-Выгозерской, Хаутоваарской и рядом других сдвиговых зон, обнаруживающих признаки сопряженного развития с овально-концентрическими системами нарушений. На геологической схеме сдвиговые зоны обозначены в виде линий, которые соответствуют приосевым частям нарушений; в бортах последних сдвиговые дислокации проявлены также достаточно интенсивно (см. рис. 4.1). В целом можно констатировать объемный характер сдвиговых дислокаций, пронизывающих комплексы кристаллического фундамента и палеопротерозойского чехла.

Палеопротерозойские комплексы слагают протяженные пояса и разрозненные синклинальные структуры, пространственно связанные с зонами сдвига. Выдержанные по латерали пояса наиболее характерны для краевых частей Карельского массива, в пределах которых выходы карелид маркируют Циркум-Карельский сдвиговый пояс. В его состав входят следующие структуры: Ветреный пояс, Лехтинская и Шомбозерская синклинали Восточно-Карельской зоны, структуры Северо-Карельской зоны, пояса Кайнуу и Саво-Ладожский (см. рис. 4.1).

В центральной части Карельского массива палеопротерозойские толщи слагают узко сжатые синклинали и относительно пологие, но сложно складчатые мульдообразные структуры. Среди последних наиболее крупными являются Онежская, Западно-Онежская, Янгозерская и Сегозерская мульды (см. рис. 4.1). Такую же морфологию имеют Лехтинская и Шомбозерская структуры Восточно-Карельской зоны. В плане данные мульды имеют ромбовидную, треугольную и более сложную форму. Такая конфигурация протерозойских складок рассматривалась как результат наложения более поздних пликативных форм северо-западного простирания на ранние складки север–северо-восточной ориентировки [Сыстра, 1991]. Наиболее полные и мощные разрезы вулканогенно-осадочных комплексов палеопротерозоя отмечаются именно в этих мульдах, тогда как за их пределами наблюдается постепенное выклинивание отдельных горизонтов.

Сжатые палеопротерозойские складки имеют линейную конфигурацию в плане и прослеживаются на многие десятки километров. Они, как правило, сопряжены с зонами сдвига, пронизывающими складки в приосевых частях и срезающими их крылья с одной или с обеих сторон. По простиранию сжатые складки нередко постепенно раскрываются, трансформируясь в мульдообразные структуры (см. рис. 4.1). Изменения в морфологии складок отмечаются и в вертикальном направлении в зависимости от уровня эрозионного среза тектонических форм. При этом реконструируются синклинали с пережатыми килевидными днищами, испытывающие раскрытие по восстанию наподобие пальмового дерева. Узко сжатые части этих структур локализованы в крутопадающих зонах сдвига.

Палеопротерозойские складки Карельского массива часто рассматриваются как результат германотипной блоково-штамповой тектоники [Кратц, Лазарев, 1961; Кратц, 1963; Соколов и др., 1970; Харитонов, 1966]. Наши исследования показали, что в строении сжатых и мульдообразных синклиналей важную роль играют диагональные и конические складки высокого порядка, связанные со сдвиговыми дислокациями [Колодяжный, 1998, 1999б, 2002б, 2003а; Леонов и др., 2001]. Практически все палеопротерозойские структуры размещаются в пределах зон сдвиговых дислокаций или в областях их динамического влияния. Их тектоническая форма в плане и в разрезе зависит от характера размещения сдвигов и режимов сдвиговых деформаций. Например, Онежская и Сегозерская мульдообразные структуры размещаются в области транстенсионного веера Центрально-Карельской зоны сдвига. Лехтинская и Шомбозерская синклинали приурочены к сегментам изгиба сдвиговых зон Восточно-Карельской системы (см. рис. 4.1). Шовные области транспрессионных сдвигов характеризуются интенсивным продольным течением и выжиманием геомасс, что отражается во внутренних структурах сжатых синклиналей. По мере постепенного латерального перехода последних в мульдообразные структуры, контролирующие их сдвиги приобретают признаки формирования в обстановке относительной декомпрессии или продольно-

го тектонического нагнетания. В зонах сдвиговых дислокаций палеопротерозойские синклинали часто осложняются системами локальных надвигов, сопряженных со сдвигами, и вместе со всей системой дизъюнктивов образуют пальмовые транспрессионные структуры.

Зоны палеопротерозойских сдвигов нередко приспосабливаются к структурным неоднородностям архейского фундамента. Они часто локализуются вдоль лопийских зеленокаменных поясов, представляющих собой реологически ослабленные «швы», и во многом наследуют систему ранней тектонической делимости архейских комплексов. При этом архейские зеленокаменные пояса и смежные с ними мигматит-гранитные купола испытали в палеопротерозое существенные деформации, вращение и дифференциацию на ряд более мелких линзовидных и сигмоидальных структур [Колодяжный, 1998, 1999б, 2002б]. Наиболее отчетливая связь сдвиговых зон с зеленокаменными поясами свойственна системе диагональных сдвигов субмеридионального простирания (Койкарско-Выгозерская зона и др.) (см. рис. 4.1).

Изучение конседиментационных и синметаморфических тектонитов показывает, что сдвиговые, сбросо-сдвиговые и надвиго-сдвиговые перемещения проявлялись на протяжении всего палеопротерозоя с наибольшей интенсивностью в свекофеннское время [Колодяжный, 1998, 1999б, 2003а]. На ранних стадиях преобладала обстановка транстенсии, в условиях которой формировались рифтогенные впадины типа pull-apart, асимметричные грабены, связанные с листрическими сбросо-сдвигами, а также сложные бассейны в областях веерной диссипации сдвиговых зон. Свекофеннские коллизионные события проявились преимущественно в режиме транспрессии, что обусловило инверсию и деформацию рифтогенных бассейнов в сложно складчатые структуры.

В целом палеопротерозойские структурные ансамбли Карельского массива отражают его гетерогенное строение. В иерархии тектонических единиц данной области предлагается выделять следующие структуры первого порядка: 1) широкие и протяженные зоны сдвига; 2) крупные куполообразные и линзообразные домены, ограниченные сдвигами; 3) долгоживущие тектонические прогибы; 4) связанные с ними кристаллические выступы фундамента. Все они характеризуются своеобразными структурно-вещественными парагенезами и структурными рисунками, но, вместе с тем, их совокупность составляет единый структурный ансамбль. Особенности тектоники и вещественных преобразований в пределах данных структур во многом зависят от их пространственной позиции. Структурные ансамбли центральных и краевых частей Карельского массива существенно различаются, в связи с чем они будут рассмотрены отдельно в специальных разделах (см. разделы 4.2 и 4.3).

4.1.2. Некоторые сведения о глубинном строении

Материалы по глубинному строению Карельского региона содержатся во многих работах: [Анкудинов и др., 1972; Бельская, 1992; Былинский и др., 1982; Глубинное строение..., 2001, 2004; Голод и др., 1983; Лишневский, 1998, 2000; Панасенко, 1969; Проскуряков и др., 1993; Строение земной коры..., 1993; Шаров, 1993]. Не затрагивая всего многообразия геофизических данных, рассмотрим сведения, имеющие первостепенное значение в контексте данного исследования.

Огромное значение в понимании тектоники Карельского массива имеют новые данные, полученные на основе сейсмопрофилирования методом отраженных волн (МОВ) в модификации общей глубинной точки (МОВ ОГТ). Эти исследования были выполнены ФГУ ГНПП «Спецгеофизика» вдоль субмеридионального профиля 1-ЕВ (трасса Мурманск–Санкт-Петербург) и субширотной рассечки — сейсмопрофиля 4В (трасса Кемь–Калевала–Государственная граница) (см. рис. 4.1). С появлением этих материалов первоначальные представления о расслоенном, но в целом вертикально-блоковом строении коры данной области существенно изменились. В частности, был установлен факт существования пологих тектонических границ, «расслаивающих» кору Карельского кратона и прослеживающихся на огромные расстояния, в том числе, за пределы области его выходов на поверхность. С этим выводом согласуются интерпретации многих авторов, но при этом существует и немало разногласий [Берзин и др., 2002; Глубинное строение..., 2001, 2004; Минц и др., 2001, 2004; Самсонов и др., 2001; Сыстра и др., 2001]. Структуры, обособленные в волновых полях разрезов, сопоставляются с разными по возрасту и геодинамической природе геологическими телами. Палеопротерозойские комплексы отображаются как системы покровов, в качестве рифтовых структур, либо складчатых фрагментов чехла.

Согласно методическим разработкам, отражающие элементы кристаллической коры могут быть обусловлены следующими геологическими объектами: 1) маломощными прослоями и линзами амфиболитов, сгруппированных в пачки; 2) интрузиями мафит-ультрамафитов с высокой акустической жесткостью; 3) толщами основных гранулитов; 4) тонко расслоенными тектонитами с контрастными акустическими свойствами (зоны дробления, рассланцевания, пластического течения и флюидного заполнения, бластомилониты, катаклазиты) [Берзин и др., 2001; Минц, Ступак, 2001, 2002]. Признаками разрывов, по-видимому, являются резкие и протяженные границы, разделяющие домены с различными отражающими свойствами, а также разного рода нарушения структурного рисунка: прерывание и срезание, «притыкание» и смещение пакетов сейсмических отражений. Акустически прозрачные объемы соответствуют гомогенным участкам коры, интрузиям гранитоидов и ядрам мигматит-гранитных куполов. Эти принципы были использованы при интерпретации сейсмопрофилей МОВ ОГТ 1-ЕВ и 4В (рис. 4.2, см. цв. вкл.).

Анализ волнового поля сейсмопрофилей 1-ЕВ и 4В позволил выявить ряд общих закономерностей. В сейсмических разрезах Карельского массива *обособлено четыре субгоризонтальных, но сильно тектонически нарушенных слоя* с различными отражающими свойствами. Предположительно, они составляют элементы вертикальной расслоенности раннедокембрийской коры: 1) *верхнекоровый слой с отражениями средней–слабой интенсивности*; 2) *среднекоровый слой с сильно дифференцированным волновым полем и интенсивными отражениями*; 3) *средне-нижнекоровый сейсмически «прозрачный» слой*; 4) *нижнекоровый слой с интенсивными субпараллельными отражениями высокой плотности, рассредоточенными относительно равномерно* (см. рис. 4.2, А, Б). На профиле 4В общая конфигурация этих слоев во многом сопоставима с субгоризонтальной расслоенностью, выявленной методом ГСЗ [Берзин, Павленкова, 2001]. Рассчитанные по гравиметрическим данным плотности пород для этого разреза показывают, что данные слои состоят из гетерогенных тектонических пластин, но в целом их плотность возрастает с глубиной [Житникова и др., 2001] (см. рис. 4.2, Б).

Мощность и характер залегания данных слоев сильно варьируют.

***Нижнекоровый слой* (*4*)** в центральных частях Карельского массива имеет наиболее выдержанные в этом отношении параметры. В этой области его подошва, соответствующая поверхности Мохо, имеет субгоризонтальное залегание и четко прослеживается на глубинах порядка 40 км. Кровля этого слоя неровная и выражена менее контрастно на глубинах 25–30 км, местами воздымаясь до уровня глубин 15 км (см. рис. 4.2, Б, 245 км). По направлению к краевым частям Карельского массива нижнекоровый слой постепенно утоняется. В частности, в области Беломорского пояса он практически исчезает, замещаясь слоем со слабо контрастными отражениями, предположительно соответствующим коромантийной смеси [Андреев, Миллер, 1999]. Скорости продольных волн (по данным ГСЗ — 6,8–7 км/с) и расчетные плотности (2,85 г/см^3) для нижнекорового слоя позволяют полагать, что он сложен габбро-анортозит-гранулит-эклогитовой ассоциацией пород [Берзин, Павленкова, 2001; Глубинное строение..., 2004; Житникова и др., 2001]. Сведения о глубинных ксенолитах, вынесенных с уровня нижней коры в палеозойских трубках взрыва, показывают, что в строении нижнекорового слоя значительную роль играют раннепалеопротерозойские габбро-анортозиты, преобразованные в гранатовые гранулиты [Ветрин, 2002]. В соответствии с возрастом этих пород можно рассматривать и время формирования главных морфологических особенностей данного слоя.

***Средне-нижнекоровый слой* (*3*)** образует пережимы и раздувы и в целом погружается от центральных к краевым частям Карельского массива, испытывая при этом некоторое увеличение мощности (см. рис. 4.2, А, Б). В его пределах размещаются объемы геомасс с различными отражающими свойствами: сейсмически полностью «прозрачные», «полупрозрачные» с редкими и короткими отражениями, а также тела сложной формы (хвостообразные, ветвистые, каймообразные) с относительно интенсивными отражениями.

Между этими разностями отмечаются постепенные переходы. При этом «прозрачные» объемы часто образуют субизометричные массивы (плутоны), окаймленные зонами повышенной отражательной способности (на рисунках обозначены цифрой 5). Корни плутонов нередко связаны с зонами повышенной прозрачности нижнекорового слоя и разрыва раздела Мохо (см. рис. 4.2, А, интервалы 1100–1150, 930–960 км; рис. 4.2, Б, интервал 90–130 км). Это позволяет предполагать, что они образованы расплавами мантийного происхождения (эндербит-чарнокиты, мантийные диапиры?) [Глубинное строение.., 2004, с. 51]. Если это так,

то каймы плутонов представляют собой экзоконтактовые реакционные зоны, либо реликты более древних расслоенных образований. Возможно, что некоторые отражающие объемы ветвистой формы представляют собой зоны повышенной проницаемости и насыщения мелкими интрузиями мафит-ультрамафитов. В западной части профиля 4В рассматриваемый слой воздымается и достигает поверхности, где он представлен лейкократовыми плагиогнейсами и трондьемитогнейсами неоархейского возраста [Самсонов и др., 2001]. Рассчитанные по гравиметрическим данным плотности пород данного слоя сильно варьируют (2,75–2,79–2,83 г/см^3), что свидетельствует о его гетерогенном строении, обусловленном, по-видимому, сочетанием плутонов различного состава и реликтовых фрагментов более древней коры.

***Среднекоровый слой* (*2*)** характеризуется сложными вариациями мощностей и залеганий, общей и внутренней структуры. Он отличается сильно дифференцированным волновым полем, обусловленным сочетанием интенсивно отражающих и протяженных пакетов, облекающих прозрачные и полупрозрачные объемы пластинообразной, линзовидной и овальной формы. Отражающие пакеты образуют пластины и чешуи мощностью 1–4 км при протяженности до нескольких десятков километров. Они часто плавно изгибаются, окаймляя прозрачные куполообразные структуры, которые наиболее характерны для сегментов разрезов, пересекающих Беломорский пояс. Пологоволнистая подошва слоя размещается преимущественно на глубинах 15–20 км и в целом погружается от центральных частей Карельского массива к его обрамлению; кровля — осложнена клинообразными и пластинообразными выступами, но в целом воздымается по направлению к Беломорскому поясу. В пределах последнего раннедокембрийский среднекоровый слой выходит на поверхность и испытывает существенное увеличение мощности за счет тектонического сдваивания и развития куполообразных структур (см. рис. 4.2, А, Б).

В пределах слоя дешифрируются пологие, реже крутопадающие разрывы, которые, судя по структурному рисунку и характеру смещений, имеют надвиговую, либо сбросовую кинематику. В результате этих перемещений кровля данного слоя осложнена структурами типа надвиговых дуплексов, сшивания, веерообразного выжимания (пальмовые структуры), а также грабенообразными провалами и выступами типа горстов. Многие разрывы имеют листрическую морфологию, плавно выполаживаются в пределах слоя, нередко сливаясь в его подошве в единую зону срыва. В целом такая «надвиго-сбросовая» и расслоенная структура напоминает беломорские тектонические ансамбли. Петрофизические характеристики пород данного слоя варьируют в широких пределах: расчетные плотности — 2,70–2,83–2,85–2,90 г/см^3, скорости продольных волн по данным ГСЗ — 5,8–6,1–6,5 км/с [Берзин, Павленкова, 2001; Житникова и др., 2001].

Следовательно, единство данного слоя в вещественном отношении весьма сомнительно. Он безусловно состоит из гетерогенных тектонических пластин, отчасти соответствующих покровам, выделяемым М.В. Минцем и др. [2001, 2004]. Однако сходство волновых характеристик данного слоя в пределах Карельского массива и Беломорского пояса позволяет рассматривать его как единое тело, обособленное в структурном и, возможно, в метаморфическом отношении. Повышенная его отражательная способность, по-видимому, связана с тектонически расслоенными (деламинированными) гранит-зеленокаменными комплексами и «распыленными» по разрезу мелкими интрузиями типа друзитов.

***Верхнекоровый слой* (*1*)** присутствует только в пределах Карельского массива, где он образован преимущественно архейскими гранит-зеленокаменными ассоциациями. Слой характеризуется слабо упорядоченными короткими отражениями средней и слабой интенсивности. Локальные сильные отражения связаны с палеопротерозойскими толщами, слагающими синклинальные структуры в верхних частях разрезов, а также с реликтовыми фрагментами пластин «зеленокаменных поясов». При современном эрозионном срезе данный слой сохранился в интервале мощностей порядка 10–5 км. Интерпретация его структуры по сейсмическим данным не бесспорна. Короткие слабые отражения образуют цепочки, которые в принципе могут составлять элементы покровно-надвиговых структур. Однако участие палеопротерозойских толщ в широкомасштабных процессах покровообразования, как это предполагается в работах: [Минц и др., 2001, 2004], вызывает сомнения. Эта проблема будет затронута при описании строения Восточно-Карельской зоны и ряда других структур.

Здесь же отметим, что, судя по геолого-структурным данным, в пределах Карельского массива преобладают элементы субвертикальных тектонических ориентировок. Крутопадающие разрывы на профилях МОВ ОГТ дешифрируются очень плохо, что, возможно, связано с ограниченностью этого

метода. Другие геофизические методы (ГСЗ, МОВЗ) такие нарушения фиксируют [Глубинное строение..., 2004]. Поэтому при интерпретации сейсмопрофилей 4В и 1-ЕВ особое внимание уделялось прежде всего характеру прерываний и смещений пологих отражений, подчеркивающих крутопадающие разрывы (см. рис. 4.2, А, Б). Они выглядят нечетко и часто сопряжены с пологими разрывами, составляя вместе с ними пальмовые структуры (см. рис. 4.2, А, интервал 750–790 км; 4.2, Б, интервал 120–160 км). В некоторых сегментах разрезов пологие разрывы преобладают, что, в частности, отмечается в районе Онежской мульды и в восточном борту Койкарско-Выгозерской зоны сдвига (см. рис. 4.2, А; 4.1). Субвертикальные нарушения в верхнекоровом слое проникают на уровень средней коры (слой 2). Здесь они выполаживаются, сливаясь с пологими разрывами, нередко достигая зоны срыва в подошве среднекорового слоя на глубинах 15–20 км (см. рис. 4.2, А, Б). Таким образом, данные разрывы имеют листрическую морфологию и являются верхне-среднекоровыми структурами. На уровне эрозионного среза они сопоставляются с осевыми частями сдвиговых зон палеопротерозойского возраста.

В целом, материалы сейсмопрофилирования МОВ ОГТ отражают факт тектонической расслоенности коры Карельского массива и смежных областей. Выделенные слои составлены из гетерогенных и разновозрастных объемов пород, порой тектонических чешуй и пластин, но их региональная обособленность позволяет рассматривать их как единые тектонометаморфические (вторичные) тела, обособившиеся в палеопротерозое.

Признаки высокой тектонической расслоенности коры Карельского массива фиксируются и другими геофизическими методами. В частности, она выражена в наличии субгоризонтальной зоны возрастания электропроводности на глубинах 10–15 км, которая проинтерпретирована как ослабленная зона на границе верхней и нижней коры [Ваньян, 1998]. На продольном субмеридиональном профиле (г. Ловиса — г. Костомукша — Кольский полуостров), построенном на основе комплексных геофизических исследований, отмечены глубинные надвиги, один из которых трассируется на Северо-Карельскую зону и погружается к югу, сливаясь на глубине с поверхностью М [Шаров, 1993]. Согласно различным геофизическим данным, раздел М в основании коры Карельского массива фиксируется на глубинах около 40 км, образуя пологие флексуры и прогибы (до 50 км). Погружения границы М маркируются объемами коровомантийной смеси. Породы верхней мантии под массивом разуплотнены по отношению к Беломорской и Свекофеннской областям [Глубинное строение..., 2001; Голод и др., 1983; Шаров, 1993].

Важные сведения о строении коры Карельского кратона были получены в результате количественной интерпретации и осреднения гравитационного поля Карелии [Лишневский, 1998, 2000]. По результатам этих работ предполагается, что структурно-плотностной раздел между «гнейсогранитовым» и «гранулитовым» слоями, образующими фундамент карелид, является наиболее значительной гравитирующей составляющей в суммарной величине аномальной силы тяжести. Крупнейшие тектонические единицы Карельского массива хорошо выражены в осредненном гравитационном поле. Ядрам древнейших доменов (Западно-Карельский и Водлозерский) соответствует повышенный гравиметрический фон, а разделяющему их Центрально-Карельскому домену — пониженный (рис. 4.3, Б).

На основании количественной интерпретации гравитационного поля была составлена схема изопахит мощности «гранитогнейсового» слоя, что эквивалентно изогипсам кровли условного «гранулитового» слоя [Лишневский, 1998] (см. рис. 4.3, А). Нужно отметить, что данная поверхность не имеет строгой корреляции с геофизическими слоями, выявленными по данным ГСЗ. В какой-то степени она соответствует кровле среднекорового слоя (2) на профилях 1-ЕВ и 4В (МОВ ОГТ) (см. рис. 4.2, А, Б). Общая трехмерная конфигурация этой поверхности дополнительно иллюстрирует и подтверждает факт, что средне-нижнекоровые слои Карельского массива образуют поднятия и локальные выступы, а в пределах Беломорского пояса достигают поверхности на обширных ареалах. При этом верхнекоровый «гранитогнейсовый» слой сохранился преимущественно в пределах Карельского массива.

Данная модель согласуется с геологическими материалами. Выступы «гранулитового» слоя подтверждаются выходами диафторированных эндербитов (3,5–3,4 млрд лет) в ядрах куполообразных структур Западно-Карельского и Водлозерского доменов [Свириденко, 1980; Сергеев и др., 1990; Сыстра, 1991]. Размещение подобных образований на глубинах 1–2 км фиксируется в крупнокупольном глубинном тектогенезе [Голод и др., 1983]. На основании этих исследований было также показано, что все крупные гранитные плутоны Карельского массива представляют собой лепешковидные безкорневые тела и расположены в пределах «гра-

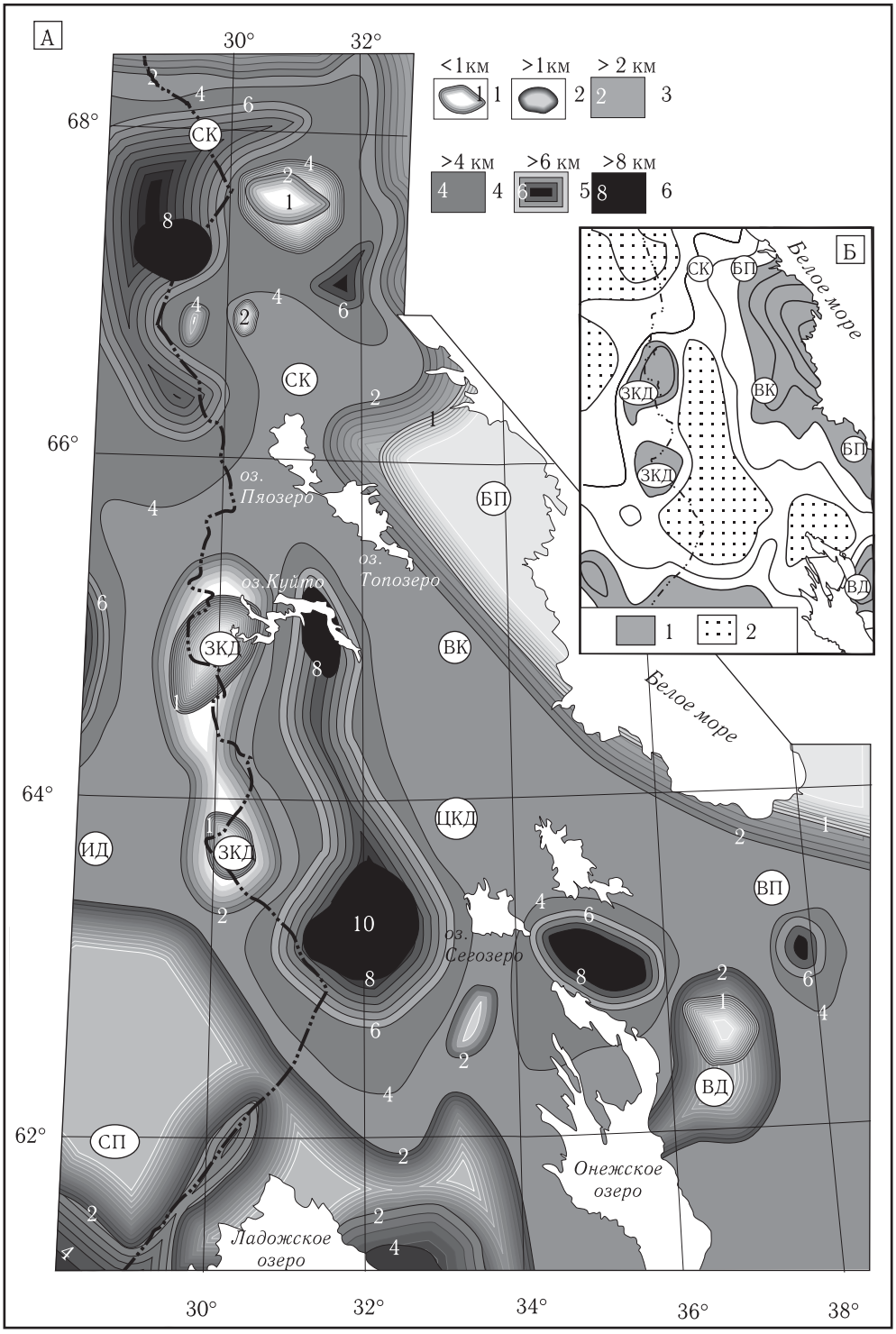


Рис. 4.3. Схема, отражающая мощность «гнейсо-гранитового слоя» (эквивалентно глубине залегания кровли «гранулитового слоя») (А) и схема осредненного гравитационного поля Карелии (Б) (составлено по: [Лишневский, 1998, 2000])

На схеме А: 1–6 — схематические изогипсы и области, отражающие глубину залегания кровли слабо диафторитованных пород «гранулитового слоя» (или мощность гранито-гнейсового слоя).

На схеме Б: 1, 2 — области с повышенным (1) и пониженным (2) гравиметрическим полем (в изоаномалах). Пояснение буквенных обозначений см. на рис. 4.1

нитогнейсового» слоя, совпадая по мощности с его толщиной [Лишневский, 2000]. Эти данные подтверждают наличие структурной дисгармонии между верхним и средним коровыми слоями.

* * *

Таким образом, различные геофизические методы и прежде всего материалы сейсмопрофилирования МОВ ОГТ отражают факт тектонической расслоенности коры Карельского массива и смежных областей. Можно предполагать, что рассмотренные выше слои отражают элементы термодинамической и, как следствие, реологической и тектонометаморфической расслоенностей раннедокембрийской коры. Вероятно, что расслоенность была наложена на архейские покровно-надвиговые ансамбли и формировалась преимущественно на протяжении раннего палеопротерозоя в условиях эпиконтинентального рифтогенеза.

Сведения о динамике беломорских комплексов в этот период времени позволяют полагать, что в нижних слоях коры активно развивались процессы субгоризонтального течения. В результате этого конфигурация слоев менялась: развивались пережимы и раздувы, поднятия и прогибы, области оттока и нагнетания наиболее подвижных коровых масс. Высокой подвижностью, по-видимому, отличался нижнекоровый слой, в который внедрялись и «расслаивались» тела ювенильных габбро-анортозитов (андерплейтинг). В результате тектонического течения он испытал существенное утонение, а порой и разрыв в основании Беломорского пояса, что можно связать с процессами постархейского гравитационного коллапса данного орогена.

Последующие свекофеннские коллизионные события обусловили интенсивные деформации и окончательно нарушили первичную субгоризонтальную расслоенность; в частности, среднекоровый слой испытал тектоническую эксгумацию в области беломорид. Данный слой отличается высокой тектонической расслоенностью, дисгармоничной по отношению к структурам смежных слоев. Крутопадающие разрывы верхней коры в его пределах листрически выполаживаются. Подошва этого слоя, расположенная на глубинах 15–20 км, по-видимому, является зоной регионального срыва и релаксации динамических процессов вышележащих геомасс. В целом верхние и нижние уровни коры Карельского массива характеризуются различным тектоническим стилем, но при этом верхнекоровые крутопадающие разрывы обнаруживают признаки динамической сопряженности с зонами глубинного субгоризонтального течения.

4.1.3. Палеопротерозойские структурно-вещественные комплексы и условия их формирования

Палеопротерозойские структурно-вещественные комплексы Карельского массива представлены интрузивными, субвулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями, формировавшимися в интервале времени 2,5–1,65 млрд лет. Существующие в настоящее время стратиграфические схемы данного региона основаны преимущественно на литолого-геохимических корреляциях палеопротерозойских толщ. Радиоизотопные данные, отражающие время формирования магматических пород, пока еще немногочисленны. Использованные в этом разделе материалы отражены в ряде публикаций [Коросов, 1991; Корреляция..., 1987; Кратц, 1963; Очерки..., 1995; Путеводитель..., 1987; Соколов, 1972; Соколов и др., 1970; Сыстра, 1991; Харитонов, 1963, 1966; Хейсканен, 1996; Этапы..., 1973; Strand, Laajoki, 1999].

Согласно существующей сейчас литостратиграфической схеме, карельские вулканогенно-осадочные толщи разделяются на следующие надгоризонты: *сумийский* (*2,5–2,4 млрд лет*) — *рифтогенные вулканиты и осадки*; *сариолийский* (*2,4–2,3 млрд лет*) — *преимущественно конгломераты*; *ятулийский* (*2,3–2,1 млрд лет*) — *кабонатно-терригенные отложения и трапповые базальты протоплатформенного чехла*; *людиковийский* (*2,1–1,95 млрд лет*) — *шунгитовые сланцы, базальты и пикробазальты*; *калевийский и вепсийский* (*1,95–1,65 млрд лет*) — *флишоидные и молассоидные осадки*. Породы, слагающие данные стратиграфические единицы, имеют ряд фациально-типичных текстурных особенностей, которые при слабых вторичных преобразованиях имеют хорошую сохранность, что позволяет распознавать разновозрастные толщи в полевых условиях (рис. 4.4).

На основе упомянутых выше литературных источников был составлен литостратиграфический разрез, отражающий особенности первичного размещения различных комплексов (рис. 4.5). При составлении разреза учитывались следующие закономерности. Накопление палеопротерозойских толщ происходило на коре континентального типа.

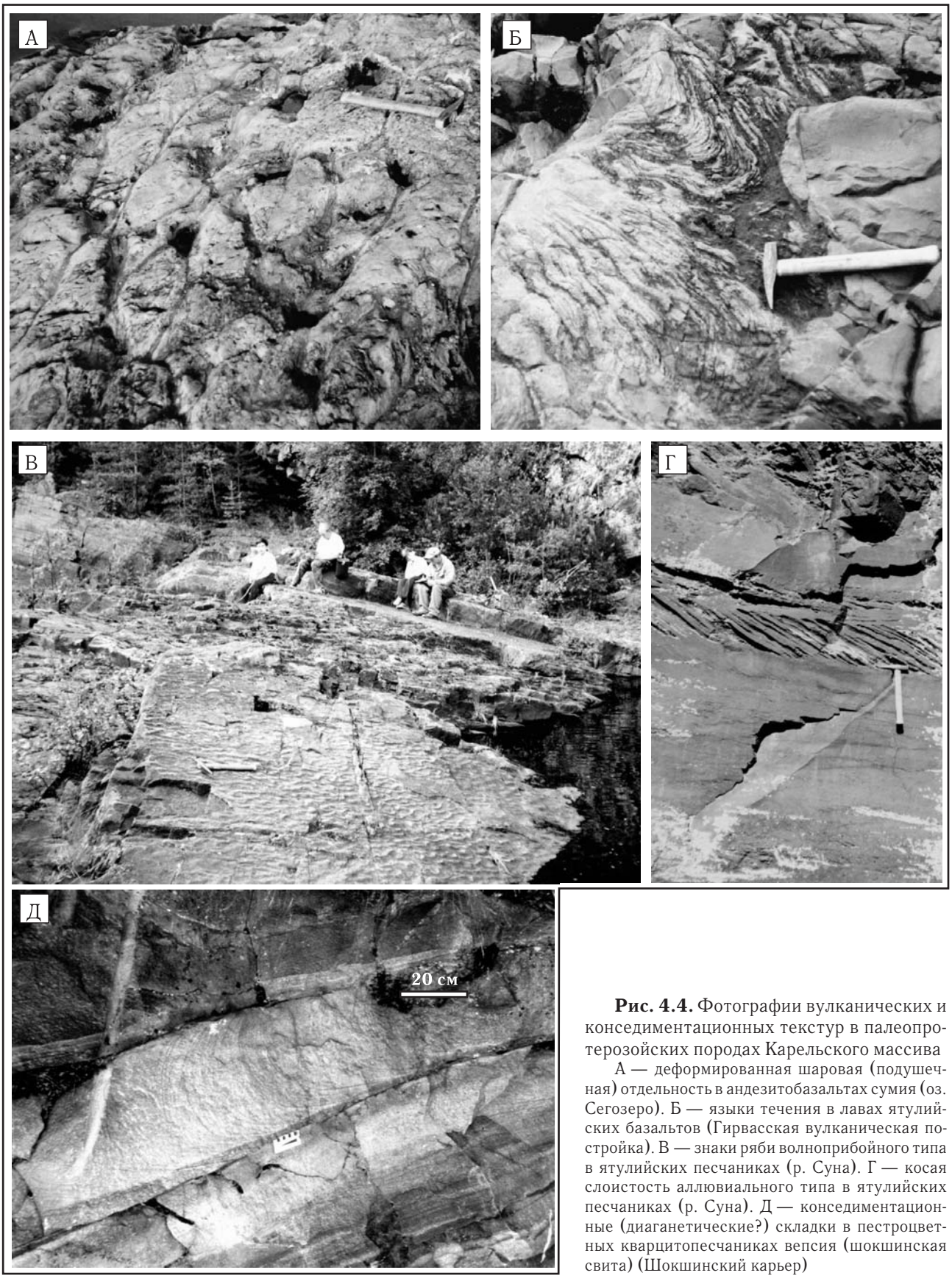


Рис. 4.4. Фотографии вулканических и конседиментационных текстур в палеопротерозойских породах Карельского массива

А — деформированная шаровая (подушечная) отдельность в андезитобазальтах сумия (оз. Сегозеро). Б — языки течения в лавах ятулийских базальтов (Гирвасская вулканическая постройка). В — знаки ряби волноприбойного типа в ятулийских песчаниках (р. Суна). Г — косая слоистость аллювиального типа в ятулийских песчаниках (р. Суна). Д — конседиментационные (диагенетические?) складки в пестроцветных кварцитопесчаниках вепсия (шокшинская свита) (Шокшинский карьер)

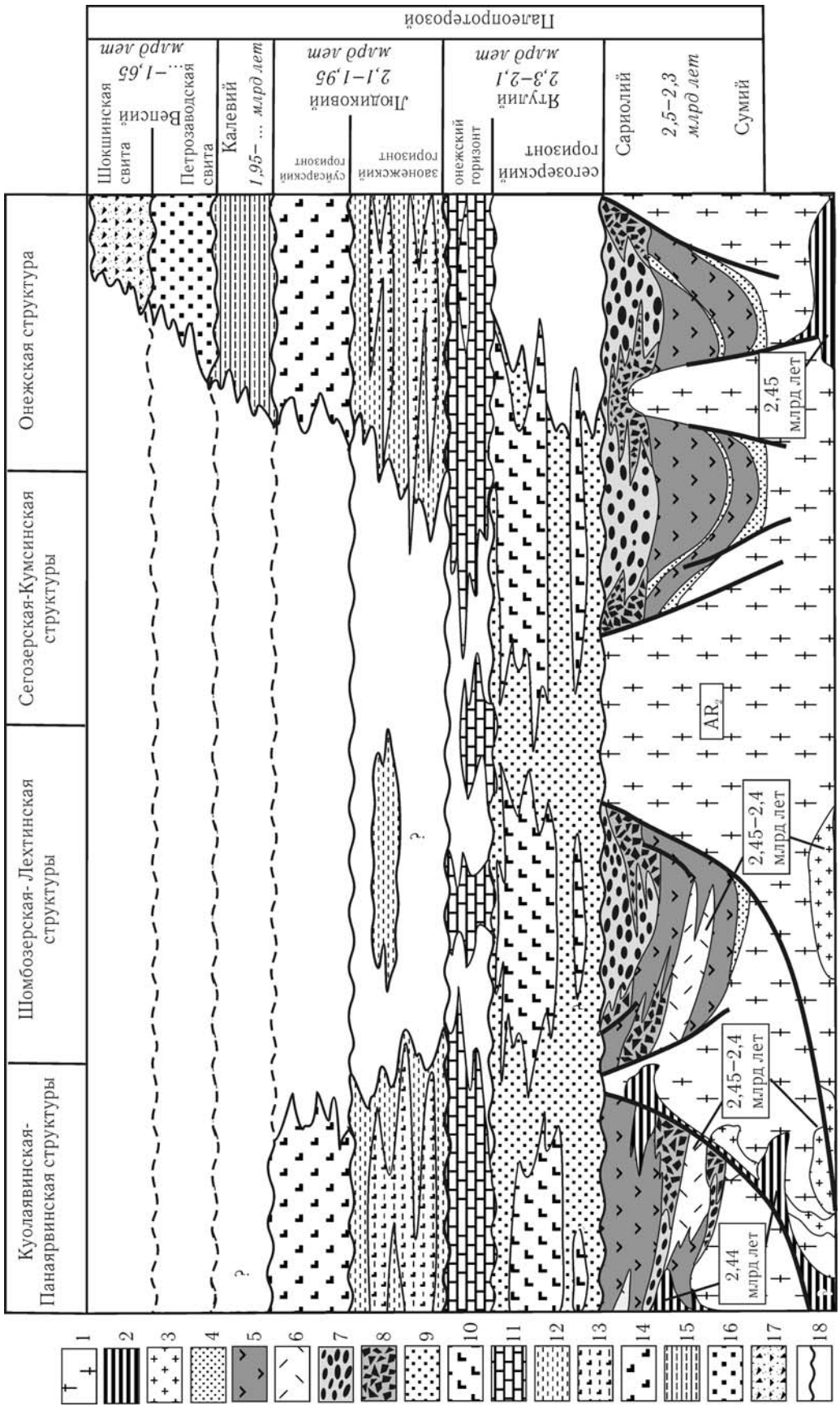


Рис. 4.5. Обобщенный литостратиграфический разрез протоплатформенного чехла Карельского массива (составлено с использованием данных: [Буйко и др., 1995; Коросов, 1991; Куликов и др., 1999; Макарихин и др., 1995; Соколов и др., 1970; Стратиграфия..., 1984; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966; и др.]

1 — архейский фундамент; 2 — расслоенные интрузии мафит-ультрамафитов (2,44 млрд лет); 3 — микроклиновые граниты (2,44–2,45 млрд лет); 4–8 — сумий–сариолий: 4 — коры выветривания и терригенные осадки, 5 — андезитобазальты, 6 — кварцевые и плагиоклазовые порфиры, 7 — полимиктовые конгломераты, 8 — глыбовые брекчии и микститоподобные образования; 9–11 — ятулий: 9 — терригенные осадки, 10 — трапповые базальты, 11 — карбонатно-терригенные отложения; 12–14 — людиковий: 12 — шунгитовые сланцы, 13 — базальтовые лавы, лавобрекчии, туфы, 14 — пикробазальты; 15 — калевий: терригенные флишоидные и молассоидные осадки; 16, 17 — вепсий: 16 — терригенные молассоидные отложения, 17 — красноцветные терригенные осадки; 18 — поверхности несогласий

Сплошной протоплатформенный чехол в пределах большей части Карельского массива составляли, по-видимому, только осадочные толщи ятулия. При этом данные образования с угловым несогласием «запечатывают» локальные грабенообразные впадины сумия–сариолия (см. рис. 4.5). Признаков ярко выраженной доятулийской складчатости не наблюдается [Сыстра, 1991], а угловые несогласия в подошве ятулия свидетельствуют о конседиментационном «проседании» и наклонении (tilting) сумийско-сариолийских толщ в результате перемещений по листрическим сбросо-сдвигам. Данные нарушения в период накопления вулканитов и осадков были выражены крутыми уступами, в подножии которых накапливались коллювиальные глыбовые и микститоподобные отложения [Колодяжный, 2003а; Леонов, Колодяжный, Сомин, 1998].

Ятулийские трапповые базальты накапливались в пределах локальных вулканических депрессий (плато?), размещавшихся в области обширного ятулийского бассейна и в континентальной обстановке [Светов, 1979; Соколов и др., 1970]. Эти вулканические «узлы» были широко распространены на территории Карельского массива, о чем свидетельствуют многочисленные рои ятулийских даек габбро-долеритов, прорывающих архейский фундамент. Дайки людиковийского возраста, а соответственно и подводящие каналы лавовых покровов, в пределах большей части территории Карелии отсутствуют. Поэтому предполагается, что вулканиты людиковия формировались только в пределах локальных плато Онежской и Куолоярвинской структур [Куликов и др., 1999]. Флишоидные и молассоидные осадки калевия содержат обломки всех нижележащих комплексов. Это свидетельствует о их локальном накоплении в пределах Онежского бассейна и вдоль западной окраины Карельского массива в период общей инверсии бассейнов центральных частей кратона [Lahtinen, 2000]. Пестроцветные осадки вепсия еще более локализованы и известны только в пределах Западно-Онежской мульды.

Предлагаемый литостратиграфический разрез отражает высокую пространственно-временную «подвижность» бассейнов палеопротерозоя, связанную с интенсивной тектономагматической активностью данного региона (см. рис. 4.5). Рассмотрим главные структурно-вещественные комплексы Карельского массива.

Сумий–сариолий (2,5–2,3 млрд лет). Начало палеопротерозоя в пределах Карело-Кольского региона ознаменовалось широким проявлением магматизма сумийского времени и становлением вертикальной колонны следующих комплексов (сверху вниз): вулканогенно-осадочные серии рифтогенных грабенов, рои даек кислого и габброноритового состава, массивы гранитов и расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий. Данные магматические комплексы составляют бимодальную серию, формировавшуюся в обстановке континентального рифтогенеза [Коросов, 1991; Рыбаков и др., 2000; Слабунов и др., 2001; Терехов, 2003; Шарков и др., 2000; Amelin et al., 1995; Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Vogel et al., 1998]. Явлениям магматической активизации предшествовал длительный период пенепленизации и формирования кор выветривания [Коросов, 1991]. Базальные слои сумийских толщ представлены разными породами: аркозовыми песчаниками и гравелитами, микститоподобными отложениями или полимиктовыми конгломератами. Часто поверхность пенеплена непосредственно перекрывается лавами основного или кислого состава [Богданов и др., 1964; Буйко, Воинов, 1995; Коросов, 1991; Кратц, 1963; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966].

В разных структурах строение разрезов вулканогенно-осадочных комплексов сумия–сариолия существенно меняется. В центральных частях Карельского массива сумийские толщи сложены базальтами и андезитобазальтами с маломощными горизонтами аркозовых песчаников. Локально они перекрываются глыбовыми отложениями, полимиктовыми и вулканомиктовыми конгломератами сариолия с прослоями песчаников и ленточно-слоистых сланцев. Сариолийские грубообломочные осадки в целом слагают линзовидные объемы в пределах локальных грабенообразных впадин. Они нередко залегают непосредственно на архейском фундаменте. Такого рода разрезы характерны для Сегозерско-Онежского района и Кукасозерской структуры Северо-Карельской зоны (см. рис. 4.5) [Коросов, 1991].

В краевых частях Карельского массива в разрезах сумия, наряду с андезитобазальтами, появляются горизонты кислых эффузивов (кварцевые и плагиоклазовые порфиры), которые размещаются на различных стратиграфических уровнях [Буйко и др., 1995; Коросов, 1991; Сыстра, 1991]. В ряде случаев предполагаются клиновидные в разрезе соотношения кислых и основных вулканитов. Грубообломочные осадки «сариолийского» типа встречаются в самых разных частях разреза. В связи с этим существует дискуссия по поводу стратиграфической границы между сумием и сариолием. Разрезы такого типа отмечаются в Лехтинской, Шомбо-

зерской и Пана-Куолаярвинской структурах, между которыми, в свою очередь, существуют вариации в последовательности залегания толщ и их мощностях, в наличии или отсутствии некоторых горизонтов (см. рис. 4.5).

Грубообломочные осадки «сариолийского» типа весьма информативны в тектоническом отношении. Их структурно-текстурные особенности и состав существенно меняются даже в пределах одной и той же толщи. Нередко это глыбовые коллювиальные отложения с песчанистым или вулканомиктовым цементом. Обломочные включения при этом соответствуют по составу нижележащим комплексам: гнейсогранитам фундамента, сумийским вулканитам основного или кислого состава. Признаки сортировки и окатанности обломков отсутствуют (рис. 4.6, А, Б). С постепенными фациальными переходами данные образования сменяются «перемытыми» полимиктовыми конгломератами аллювиально-делювиального типа (рис. 4.6, В). Встречаются и тиллитоподобные горизонты типа ленточных сланцев с плавающими гальками. Глыбовые образования нередко прилегают к крутым захороненным уступам сбросо-сдвигового происхождения. Иногда эти уступы образованы куполообразными выступами кристаллического фундамента, которые обрамляются шлейфами микститоподобных глыбовых отложений (рис. 4.7).

Такого рода конседиментационные тектонические структуры были отмечены в пределах Кумсинской зоны. Протяженные и высокоамплитудные тектонические уступы, в частности, в районе оз. Панаярви, сопровождаются формированием в их подножии микститов с крупными олистолитами, соответствующими по составу породам рамы (рис. 4.8). Олистолиты по размеру достигают десятков метров и плавают в матриксе, состоящем из осадочных брекчий, конгломератов и сланцев. При этом часто отмечается интенсивная кон- и постседиментационная тектоническая переработка пород, что свидетельствует о размещении микститов в долгоживущих зонах дислокаций [Леонов, Колодяжный, Сомин, 1998]. В целом микститоподобные породы широко распространены в пределах Карелии и представляют собой конседиментационные тектониты, маркирующие зоны нарушений сумийско-сариолийского возраста [Колодяжный и др., 2000; Колодяжный, 2003а]. Их положение в разрезе непостоянно и не связано с этапами регионального размыва. Они отражают локальные тектонические обстановки, связанные с обрушением сбросо-сдвиговых уступов грабенообразных впадин.

Вулканические породы сумия–сариолия представлены андезитобазальтами, базальтами, кварцевыми и плагиоклазовыми порфирами. Они образуют лавовые потоки, прослои лавобрекчий, туфобрекчий и туфов. Для вулканитов характерны миндалекаменные и вариолитовые текстуры, изредка отмечается шаровая отдельность (см. рис. 4.4, А). Возраст сумийских базальтоидов свиты Ветреного пояса составляет от 2,45 в нижней до 2,41 млрд лет в верхней части разреза [Puchtel et al., 1996]. Возраст кислых вулканитов Лехтинской и Панаярвинской структур 2,44–2,45 млрд лет [Левченков и др., 1994; Сыстра, 1991]. Время формирования андезитобазальтовых лав, ассоциирующих с полимиктовыми конгломератами сариолия в районе пояса Кайнуу, оценивается в интервале 2,35–2,3 млрд лет [Хейсканен, 1995].

По периферии рифтогенных впадин и между ними развиты синхронные с вулканитами рои даек габброноритов и крупные расслоенные интрузивы: Бураковский (2449 млн лет) в восточном борту Онежской структуры, массивы Олангской группы Северо-Карельской зоны (Ципринга — 2441 млн лет, Луккулайсваара — 2442 млн лет), групп Суоте-Нярянкаваара и Семи-Суханко (2,45–2,43 млрд лет) в Северной Финляндии [Рыбаков и др., 2000; Шарков и др., 2000; Amelin et al., 1995]. Расслоенные интрузивы образованы ритмичным переслаиванием перидотитов, пироксенитов, габброноритов, габбро-анортозитов, габбродиоритов и гранофиров. Массивы Олангской группы в пределах Панаярвинской структуры прорывают(?) нижние горизонты вулканитов сумия и в одних случаях с размывом перекрываются конгломератами средней части разреза сумия–сариолия, в других — прорывают(?) их и размещаются в верхней части вулканической толщи (см. рис. 4.5) [Amelin et al., 1995]. Однако факт магматического внедрения достоверно не установлен, так как контакты интрузий сорваны. Вдоль границы Карельского массива с Беломорским поясом развиты крупные интрузии чарнокитоидных гранитов топозерского типа (2,45–2,41 млрд лет) и гранитов нуоруненского комплекса (2449 млн лет), являющихся интрузивными аналогами кислых вулканитов сумия [Левченков и др., 1994; Рыбаков и др., 2000; Сыстра, 1991].

Вулканические и интрузивные образования сумия имеют сходные петрохимические характеристики. Согласно данным Е.В. Шаркова и др. [2000], характерными особенностями этих пород являются высокие содержания SiO_2, MgO и Cr, умеренные — Ni, Co, Cu, V и низкие — Ti, щелочей и Nb.

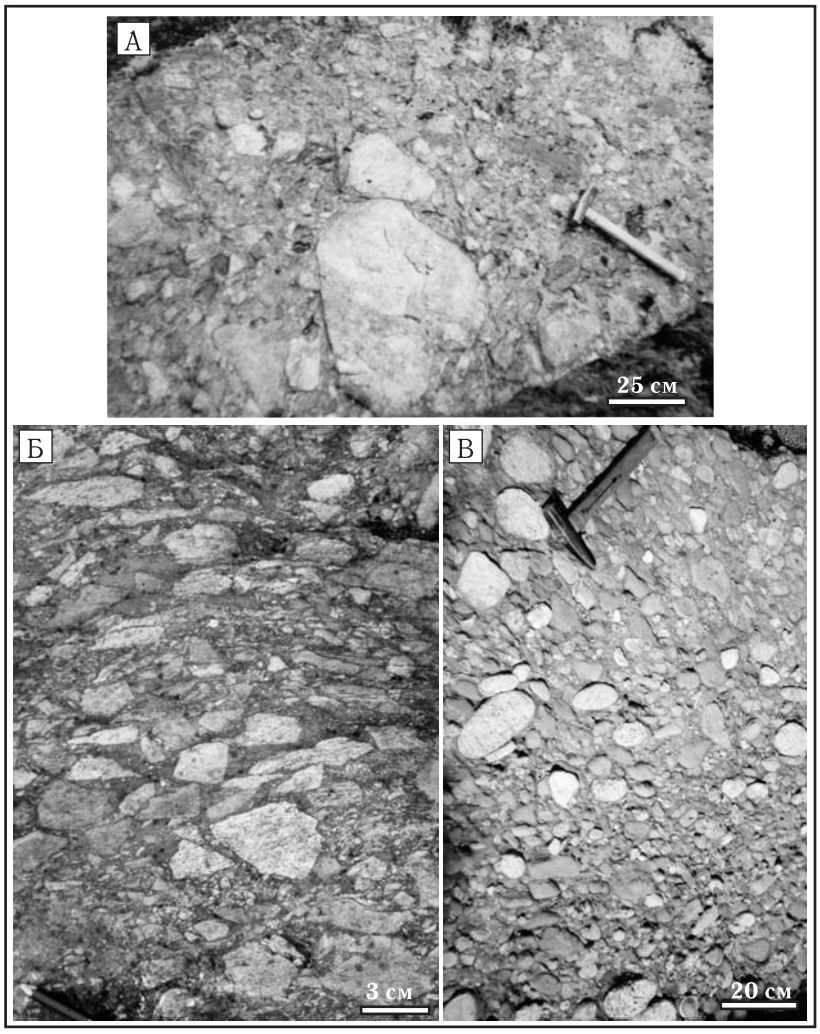


Рис. 4.6. Фотографии сариолийских грубообломочных отложений

А — глыбовые брекчии (Койкарская структура); Б — осадочные вулканомиктовые брекчии (Лехтинская структура); В — полимиктовые конгломераты (Сегозерская структура)

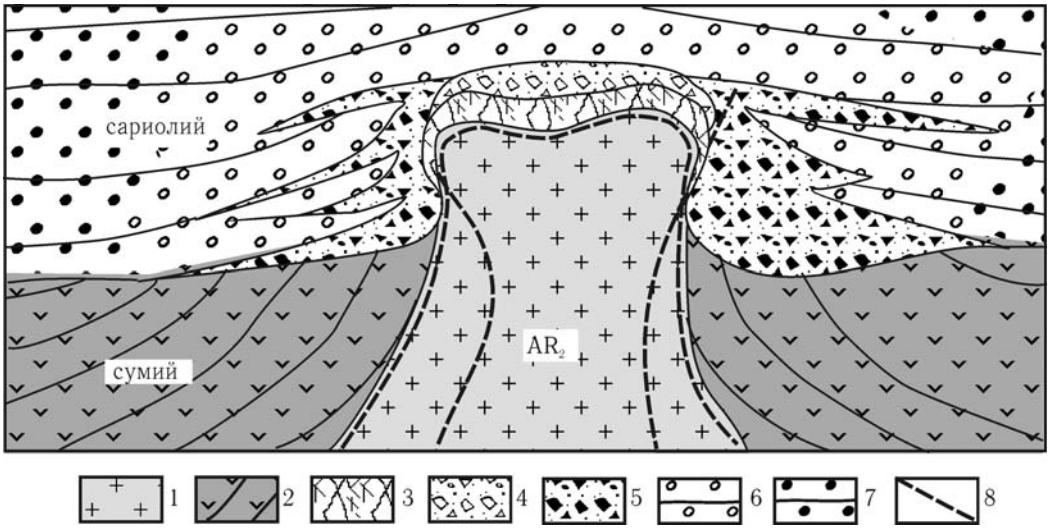


Рис. 4.7. Схема, иллюстрирующая особенности конседиментационного формирования купольно-сдвиговых структур (составлено на примерах структур Кумсинской зоны)

1 — гранитогнейсы архейского фундамента; 2 — андезитобазальты сумия; 3 — кора физического выветривания; 4–7 — сариолий: 4 — элювиально-делювиальные брекчии, 5 — микститоподобные конгломерато-брекчии, 6–7 — гранитные (6) и полимиктовые (7) конгломераты; 8 — разрывные нарушения

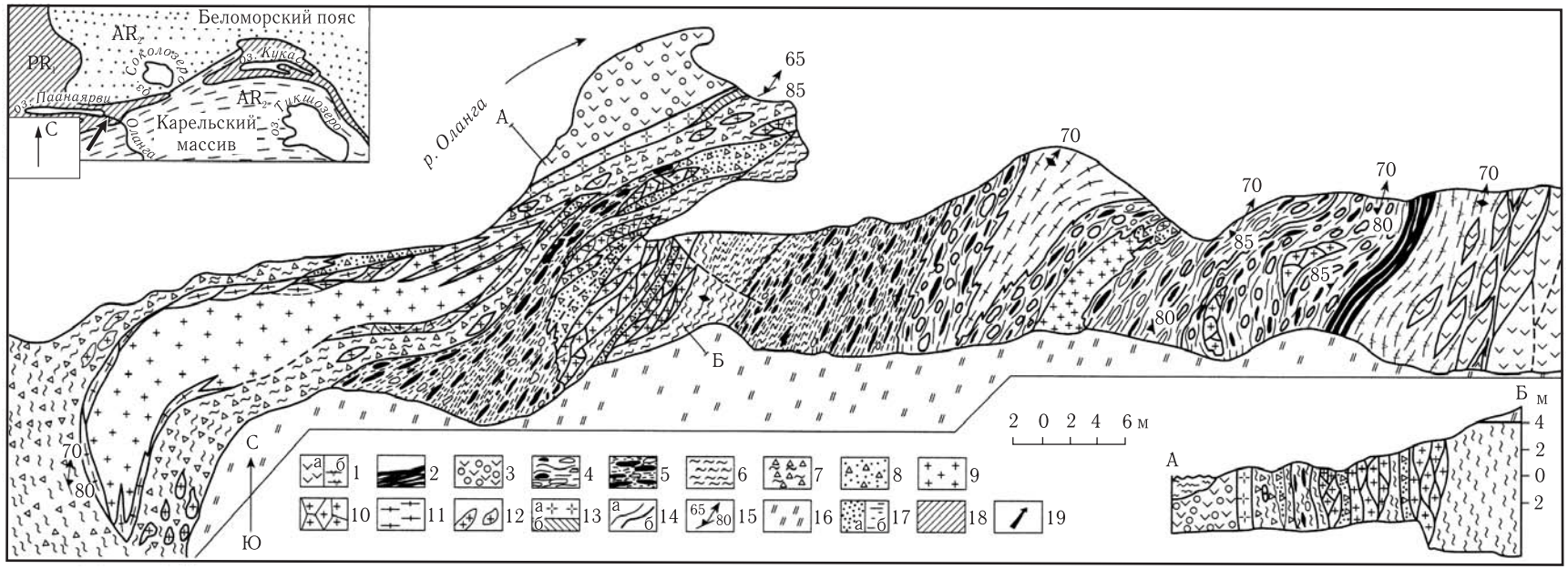


Рис. 4.8. Строение палеопротерозойских микститовых образований Панаярвинской структуры на правобережье р. Оланга (вид в плане) (по: [Леонов, Колодяжный, Сомин, 1998]). Справа в нижнем углу — вертикальный срез по линии А–Б. На карте-врезке стрелкой показано местоположение разреза

1 — габбро-диабазы олангской группы (2,4 млрд лет): слабо измененные (а), рассланцованные и метаморфизованные (б); 2 — кора химического выветривания; 3–12 — сумийско-сариолийский комплекс: 3 — андезитобазальты, 4 — гранитовые конгломераты, 5 — вулканомиктовые конгломераты, 6 — зеленые сланцы, 7 — зеленые сланцы с мелкими обломками гранитоидов, 8 — гранитный дресвяник, 9 — олистолиты гранитов, 10 — трещиноватые и брекчированные граниты, 11 — разгнейсованные и хлоритизированные граниты, 12 — мелкие олистолиты; 13 — дайки лейкократовых гранитов (а) и их экзоконтактовые роговики (б); 14 — геологические границы со слабым (а) и значительным смещением (б); 15 — элементы залегания сланцеватости и линейности; 16 — четвертичные отложения; 17, 18 — на врезке: 17 — грантогнейсы Беломорского пояса (а) и Карельского массива (б), 18 — палеопротерозойские комплексы; 19 — местоположение обнажения на рис. 4.8

По этим особенностям они сопоставимы с образованиями бонинитовой серии, отличаясь от них по изотопным характеристикам. Величина $\varepsilon_{Nd}(T)$ в них равна: -1,0–1,7. Породы сумия характеризуются также «обогащенным» спектром РЗЭ, что связывается с поступлением в кору обогащенного мантийного материала плюмового происхождения [Терехов, 2003]. Предполагается, что такие необычные особенности геохимии и изотопии бонинитоподобных пород связаны с контаминацией мантийных магм архейским коровым материалом. Процессы контаминации были связаны с наличием мощной консолидорованной коры, выступавшей в роли барьера на пути мантийных расплавов и способствовавшей формированию промежуточных магматических камер. При этом миграция расплавов вверх, вероятно, происходила по принципу зонной плавки, приводившей к широкомасштабной ассимиляции коровых пород и формированию бонинитоподобных магм, отличающихся от субдукционных известково-щелочных серий фанерозоя преобладанием базальтовых составов и изотопными характеристиками [Слабунов, 1997; Шарков и др., 2000; Puchtel et al., 1996].

Таким образом, накопление вулканогенно-осадочных комплексов сумия–сариолия проходило в пространственно и литологически обособленных грабенообразных впадинах. Разрывные нарушения, контролировавшие грабены, были выражены крутыми уступами, в подножии которых накапливались глыбовые конгломераты и микститы, развитые на разных уровнях разреза сумийско-сариолийских толщ. Тектонические депрессии часто имели сложную морфологию и были осложнены процессами формирования конседиментационных куполообразных структур и внутрибассейновых поднятий (см. рис. 4.5, 4.7).

Ятулий (2,3–2,1 млрд лет). В ятулийское время Карельский массив был относительно тектонически стабилен, в связи с чем, получил наименование Ятулийского континента [Эскола, 1967; Харитонов, 1963]. Вулканогенно-осадочные толщи ятулийского надгоризонта характеризуются широким латеральным распространением, относительно выдержанными мощностями и литологическим составом. Они с размывом и базальными конгломератами (гравелитами) в основании залегают на породах архейского фундамента, либо «запечатывают» рифтогенные впадины сумия–сариолия (см. рис. 4.5). Большинство исследователей рассматривают данные образования в качестве протоплатформенного чехла, формировавшегося в условиях обширного внутриконтинентального бассейна [Кратц, 1963; Макарихин и др., 1995; Негруца, 1984; Светов, 1979; Соколов и др., 1970; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966]. Для ятулийского времени на основании корреляции мощностей и литофациальных особенностей осадочных и вулканических пород были составлены детальные палеофациальные схемы [Светов, 1979; Соколов и др., 1970], которые использовались в этой работе (см. главу 5). Геохронологическая изученность ятулийских пород оставляет желать лучшего. Возраст секущих данные образования даек и силлов габбро-долеритов оценивается в 2,2–2,1 млрд лет [Хейсканен, 1995]. Ятулийские вулканиты пояса Кайнуу датированы цифрой 2271±93 млрд лет. Пространственно связанные с ними осадки прорываются диабазовыми дайками (2192 млн лет). Нижний предел начала их осадконакопления оценивается в 2,2 млрд лет [Strand, Laajoki, 1999].

Ятулийский надгоризонт разделяется на два горизонта: 1) нижний (сегозерский) — представлен вулканогенно-терригенной толщей (мощность 0–1200 м); 2) верхний (онежский) — образован преимущественно терригенно-карбонатными отложениями с подчиненными горизонтами вулканитов (мощность 0–600 м) [Макарихин и др., 1995]. Максимальных мощностей сегозерский горизонт достигает в центральной и восточной частях Карельского массива, тогда как в районе Онежской структуры он постепенно выклинивается. Напротив, отложения онежского горизонта имеют максимальные мощности и наиболее полные разрезы на юге Карелии, в частности, в пределах Онежской депрессии (см. рис. 4.5).

В строении сегозерского горизонта принимают участие олигомиктовые и аркозовые кварцито-песчаники, алевролиты, сланцы, кварцевые гравелиты и конгломераты, а также потоки толеитовых базальтов с прослоями их пирокластитов. Онежский горизонт представлен пестроцветными доломитами, строматолитовыми и онколитовыми известняками, переслаивающимися с кварцито-песчаниками, гравелитами и различными сланцами. Вулканические породы имеют подчиненное распространение.

Литоседиментационные особенности осадочных отложений ятулия отвечают условиям обширного мелководного морского бассейна и его прибрежных областей. Об этом свидетельствуют: высокая степень сортировки и окатанности обломочного материала, зрелость осадков, присутствие кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов, отсутствие грубообломочных фаций типа фангломератов и призна-

ков лавинной седиментации, следы капель дождя и трещин усыхания, косая слоистость и знаки ряби волноприбойного типа (см. рис. 4.4, В, Г). Карбонатные породы часто насыщены строматолитовыми и онколитовыми постройками, распространены слои красноцветных доломитов. Отмечаются фациальные переходы, частые местные перерывы в осадконакоплении и признаки внутриформационных параллельных несогласий [Кратц, 1963; Макарихин и др., 1995; Негруца, 1963, 1984; Рейнек, Сингх, 1981; Рухин, 1962; Соколов, 1972; Соколов и др., 1970; Условия..., 1974; Харитонов, 1963; Хейсканен, 1996].

Вулканогенные образования ятулия представлены толеитовыми базальтами, образовавшимися при декомпрессионном плавлении истощенной мантии и кислой коры [Терехов, 2003]. Они имеют хорошо сохранившиеся вулканические текстуры (миндалекаменные и пирокластические), встречаются шаровые базальты и поверхности лавовых потоков с корками закалки и языками течения (см. рис. 4.4, Б). Отмечаются также признаки зеленокаменного и краснокаменного перерождения вулканитов. Ятулийские вулканиты расположены внутри толщи мелководных осадков эпиконтинентального морского бассейна, имеют подводящие каналы в виде силлов и даек, пронизывающих комплексы архейского фундамента. Извержение лав контролировалось вулканами трещинного типа и происходило в условиях мелководных бассейнов, либо в области суши [Светов, 1979]. В целом вулканиты формировались во внутриконтинентальной платформенной обстановке и относятся к типу платобазальтовых трапповых вулканитов с характерным набором петрохимических признаков [Светов, 1979; Негруца, 1984; Шарков, 1984; Шарков и др., 2000].

В строении разрезов ятулийских (и людиковийских) комплексов большую роль играют силлы габбро-долеритов и, реже, ультрабазитов. Эти магматические тела обычно залечивают субслойные зоны срыва и нередко залегают среди динамосланцев, подверженных экзоконтактовому воздействию интрузий. Особенно ярко тектоническая природа зон внедрения базитовых масс выражена в верхнеятулийских осадках, что фиксируется по развитию карбонатных брекчий, сцементированных базитами, и структур течения доломитов в обрамлении субвулканических тел.

Людиковий (2,1–1,95 млрд лет). Вулканогенно-осадочные образования людиковийского надгоризонта достоверно установлены в пределах Онежской структуры, в Северной Карелии и вдоль западной окраины Карельского массива [Куликов и др., 1999; Хейсканен, 1995]. Во многих случаях отмечается несогласное залегание данных образований на ятулийских породах. Стратотипы людиковия описаны в Прионежье, где принято выделять два горизонта: 1) заонежский (2,1–2,05 млрд лет) — слюдисто-полевошпатовые, карбонатные и шунгитовые сланцы, песчаники и известняки с горизонтами базальтов и их туфов (мощность 300–1800 м); 2) суйсарский (2,05–1,95 млрд лет) — лавовые потоки толеитовых и пикритовых базальтов, чередующиеся с туфами и туффитами (до 700 м). В составе комплекса описаны также вулканические некки, силлы и интрузии основного–ультраосновного состава, выступающие в роли подводящих каналов вулканитов. По данным Е.В. Шаркова [1984], на ранних стадиях формирования суйсарских образований имел место субщелочной базальтовый вулканизм, ассоциирующий с континентальными осадочными формациями. Позднее, в подводных условиях, проявился толеитовый вулканизм, а затем появились пикробазальтовые серии нормальной щелочности, формировавшиеся в условиях суйсарского морского бассейна.

В настоящее время наиболее изучены пикробазальты, петрохимические особенности которых имеют важное геодинамическое значение [Куликов и др., 1999; Пухтель и др., 1995; Puchtel et al., 1999]. Данные образования составляют локальные структуры, в частности, Онежское вулканическое плато, в строении которого участвуют массивные потоки пикробазальтов с горизонтами туфов. Вместе с подстилающим их Кончезерским силлом они слагают единую вулканоплутоническую ассоциацию. Материнские для пикробазальтов магмы зарождались в астеносферном мантийном плюме при относительно низких степенях частичного плавления в равновесии с гранатом и содержали от 14 до 16 % MgO. Ликвидусные температуры этих расплавов составляли около 1400 °С, что отвечает глубинам порядка 150 км. Полученная Sm-Nd изохрона для пород Кончезерского силла 1974 ± 27 млн лет отвечает времени наиболее активного вулканизма. Для данных образований характерны положительные значения ε_{Nd} (от +3 до +1,0), отсутствие отрицательных аномалий Nb и Ti на фоне высоких содержаний легких РЗЭ и MgO, что предполагает участие в их петрогенезисе литосферной мантии. При движении астеносферных магм к поверхности их состав контролировался тремя главными факторами: 1) кристаллизационное (Кпр ± Ол) фракцио-

нирование; 2) смешение с материалом континентальной литосферной мантии; 3) обработка в коровых резервуарах — малоглубинное фракционирование и ассимиляция вмещающих пород континентальной коры [Куликов и др., 1999; Пухтель и др., 1995; Puchtel et al., 1999].

Вдоль западной окраины Карельского массива в пределах пояса Кайнуу известны выходы офиолитов Иормуа людиковийского возраста (1,96 млрд лет [Kontinen, 1987]), которые пространственно ассоциируют с олистостромами [Хейсканен, 1995]. Последние представлены хаотическими брекчиями с крупными олистолитами пород из подстилающих ятулийских толщ. Офиолиты представлены классическим разрезом: 1) серпентиниты с дайками габброидов; 2) массив габбро, пересеченный дайками; 3) пачка параллельных даек; 4) шаровые базальты; 5) карбонатные и кремнистые породы, сланцы и туффиты; 6) граувакки и алевролиты [Kontinen, 1987]. Совокупность этих пород свидетельствует о их формировании в зоне спрединга океанической коры. Кратковременный период существования этого океанического бассейна позволяет предполагать и его малые латеральные размеры. К началу калевия данный микроокеан замкнулся, и на его месте в дальнейшем сформировалась зона флишевых отложений [Хейсканен, 1995].

Калевий–вепсий (1,95–1,75 (1,65) млрд лет). В калевии осадконакопление было локализовано в пределах Онежского бассейна, где накапливались преимущественно молассоидные осадки, и вдоль западной окраины Карельского массива, в области которой отлагались мощные флишевые толщи ладожской серии. В строении последней участвуют ритмично переслаивающиеся метаморфизованные породы: параамфиболиты, филлитовидные кварц-биотитовые сланцы, аркозовые и кварцевые метапесчаники, алевролиты, конгломераты и мраморизованные известняки. Согласно петрохимическим и радиоизотопным данным, источником обломочного материала ладожской толщи являлись архейские и протерозойские комплексы Карельского массива: коры выветривания, сформированные по архейским породам, слабовыветрелые архейские гранитоиды, переотложенные осадки, ятулийские вулканические и субвулканические образования [Lahtinen, 2000]. В область Онежского бассейна поступали обломки людиковийских шунгитовых сланцев из северной части прогиба, испытавшей инверсию и воздымание. Все это может свидетельствовать о том, что более ранние палеопротерозойские бассейны центральных частей Карельского массива в это время испытали полную инверсию, превратившись в устойчивую область сноса. Датировки собственно калевийских отложений отсутствуют. Известно, что возраст их зонального метаморфизма в Приладожье оценивается в 1,88–1,87 млрд лет [Глебовицкий, 1975].

Вепсийские образования слагают Западно-Онежскую мульду и завершают палеопротерозойский разрез Карельского массива. Они представлены сероцветными аркозовыми песчаниками, алевролитами с прослоями гравелитов и конгломератов (петрозаводская свита, мощность до 600 м), а также перекрывающими их красноцветными, часто косослоистыми песчаниками с прослоями алевролитов и мелкогалечных конгломератов (шокшинская свита, мощность 200–400 м). В песчаниках встречаются «мусорные» слои, сложенные плохо окатанными обломками шунгитовых сланцев и алевролитов, сопоставимых с породами заонежского горизонта. Породы в целом весьма слабо деформированы и залегают субгоризонтально. Однако в отложениях петрозаводской и шокшинской отмечаются признаки конседиментационных межслоевых и внутрислоевых дислокаций, свидетельствующих о развитии срывов по поверхностям напластования (рис. 4.4, Д). Шокшинская свита расслоена мощным силлом габбро-долеритов и пересекается небольшими телами сиенитов, возраст которых оценивается в 1,77 млрд лет [Бибикова и др., 1990].

По многим признакам накопление калевийских и вепсийских толщ происходило одновременно со свекофеннскими тектонометаморфическими преобразованиями (1,95–1,75 млрд лет), которые привели к существенной перестройке структурного плана территории. Об этом свидетельствуют многочисленные K-Ar и Rb-Sr радиоизотопные датировки свекофеннских тектонитов и метасоматитов [Корреляция..., 1987; Кратц, 1963; Сыстра, 1991]. В центральных частях Карельского массива свекофеннский метаморфизм проявлен весьма слабо, преимущественно вдоль зон сдвиговых дислокаций. Вторичные преобразования были связаны с динамометаморфизмом, в результате которого формировались различные тектониты: динамосланцы, бластомилониты, катаклазиты и различные низкотемпературные метасоматиты. Слабо измененные и практически не деформированные палеопротерозойские породы тесно сочетаются в пространстве со своими динамометаморфическими аналогами. К примеру, обнажения практически «нетронутых» с момента формирования ятулий-

ских слоев, представленных на фотографиях, располагаются менее чем в 100 м от мощных зон субвертикального рассланцевания, где те же самые породы превращены в зеленые сланцы и кварциты (см. рис. 4.4, Б–Г). В краевых частях Карельского массива ситуация совершенно иная. Здесь проявлен свекофеннский зональный метаморфизм, достигающий условий амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии (на северо-востоке) и низкобарической гранулитовой фации (на юго-западе). Метаморфические преобразования в краевых зонах карелид сопровождались явлениями ультраметаморфизма и гранитизации палеопротерозойских толщ, в результате которых часто достигается почти полная структурно-вещественная гомогенизация образований чехла и кристаллического фундамента.

* * *

В целом можно предполагать, что Карельский массив в палеопротерозое представлял собой протоплатформенную область с характерным набором осадочных и вулканогенных формаций. Однако он отличался высокой магматической проницаемостью и тектонической подвижностью. В этой работе за основу принимаются следующие обстановки формирования палеопротерозойских комплексов: 1) сумийско-сариолийский этап рассеянного рифтогенеза и развития локальных грабенов; 2) ятулийский протоплатформенный этап накопления осадочного чехла и развития локальных вулканических депрессий; 3) людиковийский этап формирования остаточных бассейнов и вулканических плато (режим горячих точек?); 4) калевийско-вепсийский этап, соответствующий свекофеннскому орогенному циклу. В принципе сходные этапы эволюции карельских комплексов выделяют многие исследователи [Воинов и др., 1987; Загородный, Радченко, 1988; Коросов, 1991; Петров, Волошина, 1987; Соколов и др., 1970; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966; и мн. др.].

Особенности палеопротерозойского тектогенеза в пределах Карельского массива существенно меняются по латерали, что отражает гетерогенные условия проявления деформаций и метаморфизма. Существенные геодинамические различия отмечаются для структурных ансамблей центральных и краевых частей данного кратона, в связи с чем их описание будет приведено в специальных разделах этой главы (см. разделы 4.2 и 4.3).

4.2. Палеопротерозойские структурно-кинематические парагенезы центральной части Карельского массива

В центральной части Карельского массива генеральную структурную позицию занимает система сдвиговых зон северо-западного и субмеридионального простирания: Центрально-Карельская, Койкарско-Выгозерская, Хаутоваарская (см. рис. 4.1). В пространственной ассоциации с этими зонами находятся крупные мульдообразные структуры: Онежская, Западно-Онежская, Сегозерская и Янгозерская. Межсдвиговые структуры представлены Западно-Карельским доменом и серией крупных линзовидных тел, составляющих Центрально-Карельский и Водлозерский домены. Ниже будут рассмотрены особенности тектоники некоторых из этих тектонических единиц.

4.2.1. Центрально-Карельская зона сдвига

Общие черты геологического строения

Особенности геологического строения данной области рассмотрены в многочисленных публикациях, которые были использованы при написании этого раздела: [Войтович, 1971; Геология..., 1987; Коросов, 1991; Кратц, 1963; Кратц, Лазарев, 1961; Миллер, 1988; Новикова, Чехмачев, 1967; Светов, 1979; Свириденко, 1980; Соколов и др., 1970; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966; Чекулаев и др., 1997].

Центрально-Карельская зона сдвига диагонально рассекает одноименный домен в центральной части Карельского массива (см. рис. 4.1). Имея ширину от 5 до 50 км, она прослеживается от Онежского озера в северо-западном направлении более чем на 400 км. В северной части Карельского массива зона образует дугообразную структуру, облекающую Западно-Карельский домен. Зона сдвига трассируется системой сжатых и мульдообразных протерозойских синклиналей. Сжатые структуры линейно вытянуты на десятки километров и имеют ширину 0,1–5 км. В юго-восточном направлении они расширяются и трансформируются в открытые и мульдообразные складки. Это характерно для южной части Центрально-Карельской зоны, где узко сжатые складчатые структуры постепенно раскрываются, образуя треугольную в плане Сегозер-

скую мульду, ширина которой достигает 40 км. К югу от этой структуры данная зона веерообразно разветвляется на серию сдвигов, часть которых пронизывает Онежскую мульду (рис. 4.9, Б). Все комплексы пород в пределах Центрально-Карельской зоны пронизаны густо развитой системой крутопадающих вязких разрывов, образующих линзовидный структурный рисунок. Наблюдаются элементы диагонально-кулисного по отношению к простиранию главной зоны расположения структур: крупных линзовидных и сигмоидальных тел, осевых поверхностей складок, разрывов высокого порядка (см. рис. 4.9, А).

В строении Центрально-Карельской зоны участвуют палеопротерозойские и архейские комплексы, подверженные неравномерным тектоническим преобразованиям. Архейский фундамент представлен гранит-зеленокаменными ассоциациями лопийского возраста (2,9–2,6 млрд лет). Палеопротерозойские комплексы с корами выветривания в основании и резким структурно-метаморфическим несогласием перекрывают архейские образования. В разрезе палеопротерозоя выделяются следующие надгоризонты (снизу вверх): 1) сумийский — преимущественно лавы андезитобазальтов с маломощными горизонтами терригенных осадков в основании; 2) сариолийский — элювиальные брекчии и полимиктовые конгломераты; 3) ятулийский — представлен тремя горизонтами: нижний ятулий (нижнесегозерский горизонт) в основании сложен кварцито-песчаниками, кварцевыми гравелитами и конгломератами, выше по разрезу отмечаются базальтоиды; средний ятулий (верхнесегозерский горизонт) образован преимущественно лавовыми потоками базальтов с горизонтами терригенных осадков; верхний ятулий (онежский горизонт) сложен красноцветными доломитами, строматолитовыми известняками, пестроцветными терригенными породами. Сумийские и сариолийские образования развиты в пределах локальных впадин, которые трансгрессивно с несогласием в основании перекрыты осадками ятулийского чехла. Все комплексы пород пронизаны дайками и силлами габбро-долеритов, наибольшее количество которых отмечается в верхнеятулийских осадках.

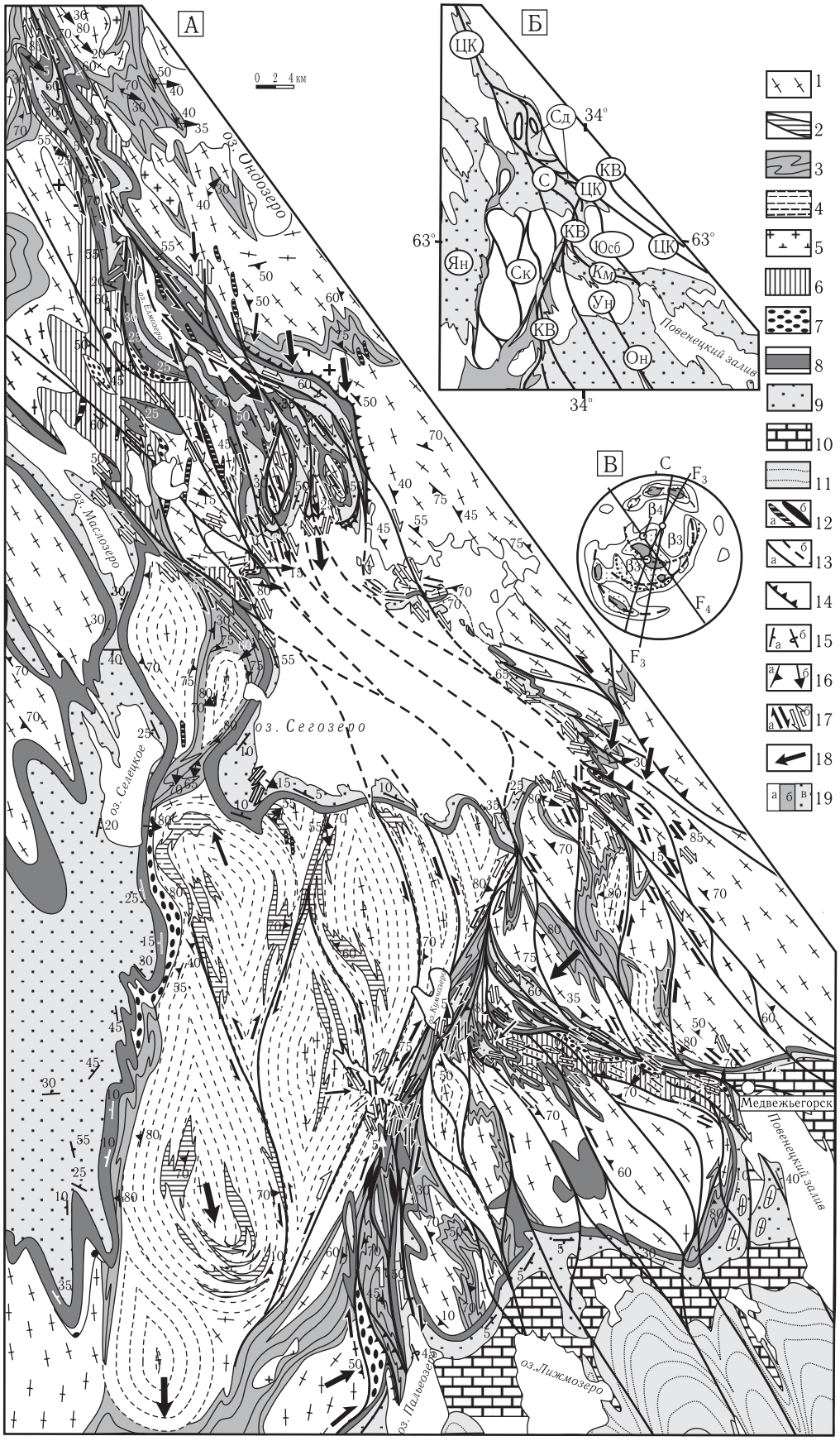
Главные структурные особенности рассматриваемого региона сформировались в результате тектонометаморфических событий ребольского (2,7–2,6 млрд лет) и свекофеннского (1,9–1,6 млрд лет) циклов. Ю.В. Миллером [1988] для ребольского цикла было выявлено три тектонических эпизода: 1) развитие линейных складок и конформных складчатости глубинных нарушений субмеридионального простирания, 2) ремобилизация комплекса основания и становление мигматит-гранитных куполов, 3) ремобилизация линейных структур субмеридиональной ориентировки. В процессе становления куполов в пределах зеленокаменных поясов сформировалась краевая структурно-метаморфическая зональность. Согласно данным Ю.Й. Сыстры [1991], в процессе свекофеннского цикла последовательно проявились следующие фазы складчатости: 1) ранние пологие пликативные структуры северо-восточной ориентировки, 2) сжатые складки северо-западного простирания, 3) конические северо-восточные складки, 4) сжатые складки северо-западной и субширотной ориентировки. Разрывные нарушения, пронизывающие все комплексы, рассматриваются как постскладчатые.

На основании структурно-кинематических исследований были получены данные, свидетельствующие о существенной роли сдвиговых дислокаций в формировании структурного ансамбля данной области [Колодяжный, 2002б].

Структурно-вещественные и кинематические парагенезы

В южной части Центрально-Карельской зоны (Сегозерский сегмент) в тектоническом отношении резко обособлены два структурно-вещественных комплекса: 1) гранит-зеленокаменные ассоциации архейского фундамента, 2) палеопротерозойские вулканогенно-осадочные образования. Структурно-кинематические парагенезы этих комплексов существенно различаются, но при этом есть основания для их корреляции.

Структурно-кинематические парагенезы архейского фундамента. Мегаструктуры архейского фундамента представлены складчатыми ансамблями зеленокаменных поясов, окаймляющих крупные мигматит-гранитные купола. Последние подвержены интенсивным наложенным деформациям и разлинзованию, результатом чего являются тектонические мегалинзы, составляющие Уницкий купол, Южно-Сегозерский блок и Семченскую систему линз (см. рис. 4.9, А, Б). Разноранговые тектонические линзы предопределяют структурный рисунок фундамента. Все они ограничены сдвигами и образуют кулисные системы. Мегалинзы имеют сигмоидальную, каплевидную и веретенообразную форму. Они обнаруживают признаки длительного формирования: в одних случаях данные структуры


А
Б
В
0 2 4 км
оз. Онежское
оз. Маслозеро
оз. Сегозеро
оз. Селецкое
оз. Пальеозеро
оз. Лижмозеро
Медвежьегорск
Повенецкий залив
ЦК
Сд
С
КВ
Юсб
Ян
Ск
Км
Ун
Он
34°
63°
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

«запечатаны» ятулийским чехлом, в других — «дислоцируют» эти образования. Ряд небольших, но резко выраженных куполов фундамента «протыкают» палеопротерозойские отложения, что отмечается в северной части Сегозерской мульды и в ряде других мест (см. рис. 4.9, А).

Мезо-микроструктуры в гнейсогранитах фундамента представлены прежде всего широко распространенными C-S-структурами (рис. 4.10, А). С ними связаны характерные тектониты: тонкозернистые бластомилониты биотит-хлоритового и серицит-хлоритового состава, трассирующие узкие прерывистые зонки сдвига (С-поверхности). В межсдвиговых микролитонах породы имеют бластогранитовую структуру, которая дополняется элементами плоскопараллельной ориентировки слюдистых минералов, подчеркивающих S-поверхности. Кварц-полевошпатовые агрегаты и порфирокласты полевого шпата в пределах межсдвиговых литонов часто имеют сигмоидальную форму, которая свидетельствует о вращении микрообъемов в соответствии с направлением сдвига (см. рис. 4.10, А, фрагмент). В статистически преобладающих случаях отмечаются C-S-структуры левосдвигового характера, однако их ориентировка, соотношения и структурно-вещественные особенности несколько меняются. Это позволяет выделить две генерации этих структур.

В обнажениях часто отмечается косое наложение более поздних C-S-структур (C_2) на более ранние (C_1). При этом C_1 нередко секутся лейкократовыми жилами гранитоидов ребольского цикла, тогда как наложенные структуры C_2 имеют сквозное развитие (см. рис. 4.10, А). В значительных объемах в результате процессов вращения ранние C-S-структуры переориентированы. Минеральные ассоциации, образующие C-S-структуры второй генерации, интенсивно диафторированы: характерно замещение биотита хлоритом, рекристаллизация и покисление плагиоклаза, развитие серицита. В целом данные микроструктуры развиты на обширных площадях, подчеркивая объемный характер сдвиговых пластических деформаций. Первая генерация C-S-структур на основании соотношений с жилами гранитов может быть сопоставлена с заключительными стадиями ребольского цикла, а вторая, обнаруживающая признаки сквозного развития в архейских и протерозойских комплексах, является постархейской.

В едином пространственном парагенезе с C-S-структурами второй генерации отмечаются структуры хрупкопластического режима деформации. Они представлены магистральными разноранговыми сдвигами (C_3), мезо- и микроструктурами типа «рыбообразная сланцеватость», кливажом скалывания, вторичными сдвиговыми зонками Риделя (R_3 и R'_3) и кинк-зонами (см. рис. 4.10, Б). Совокупность этих структур формировалась в результате последовательного развития сдвиговых перемещений, отчасти наследующих поверхности сместителей C_2. По простиранию сдвиговых зон данные структуры часто образуют единые ряды, подчеркивая локальные вариации процессов структурообразования на фоне левосдвиговых перемещений (см. рис. 4.10, Б). Новообразованные поверхности сдвигов часто маркируются характерной актинолит-эпидот-хлоритовой и кварц-альбитовой метасоматической минерализацией. Во многом сходные структу-

←

Рис. 4.9. Геолого-структурная схема южной части Центрально-Карельской зоны сдвига (Сегозерский сегмент) (А), основные тектонические элементы зоны (Б) и стереографическая равноплощадная проекция на нижнюю планисферу полюсов слоистости ятулийских пород в пределах Сегозерской мульды (В)

На схеме А: 1–5 — *неоархей*: 1 — гнейсограниты, 2 — гнейсы, 3 — лопийские зеленокаменные комплексы, 4 — мигматит-граниты, 5 — плагиомикроклиновые граниты; 6–12 — *палеопротерозой:* 6 — сумийские андезитобазальты, 7 — сариолийские конгломераты, 8 — нижнеятулийские кварцитопесчаники и базальтоиды, 9 — среднеятулийские базальтоиды и осадки, 10 — верхнеятулийские терригенно-карбонатные отложения, 11 — людиковийские вулканогенно-осадочные образования, 12 — дайки габбро-долеритов (а) и тела серпентинизированных ультрабазитов (б); 13, 14 — разрывные нарушения: 13 — сдвиги, взбросо-сдвиги достоверные (а) и предполагаемые (б), 14 — послойные срывы и надвиги; 15, 16 — элементы залегания: 15 — слоистости нормальной (а) и опрокинутой (б), 16 — сланцеватости (а) и линейности удлинения (б); 17 — направления сдвиговых перемещений свекофеннского этапа ранней (C_3) (а) и поздней (C_4) (б) стадий; 18 — реконструированные векторы перемещения крупных объемов горных масс; 19 — области распространения гнейсогранитов (а), лопийских зеленокаменных образований (б) и палеопротерозойских (в) комплексов (на схеме Б)

На схеме Б: *буквенные обозначения:* синклинальные структуры: С — Сегозерская, Ян — Янгозерская и Он — Онежская; ЗОн — Западно-Онежская (на рис. 4.29, см. цв. вкл.); Ск — Семченская система куполов, Ун — Уницкий купол; зоны сдвига: ЦК — Центрально-Карельская, КВ — Койкарско-Выгозерская, Км — Кумсинская; Юсб — Южно-Сегозерский блок выдвигания; Сд — Сегозерская система дуплексов

На схеме В (278 замеров, изолинии: 1, 3, 9 %) *буквенные обозначения:* F_3 и F_4 — осевые плоскости складок третьей и четвертой генерации, β — оси складчатости

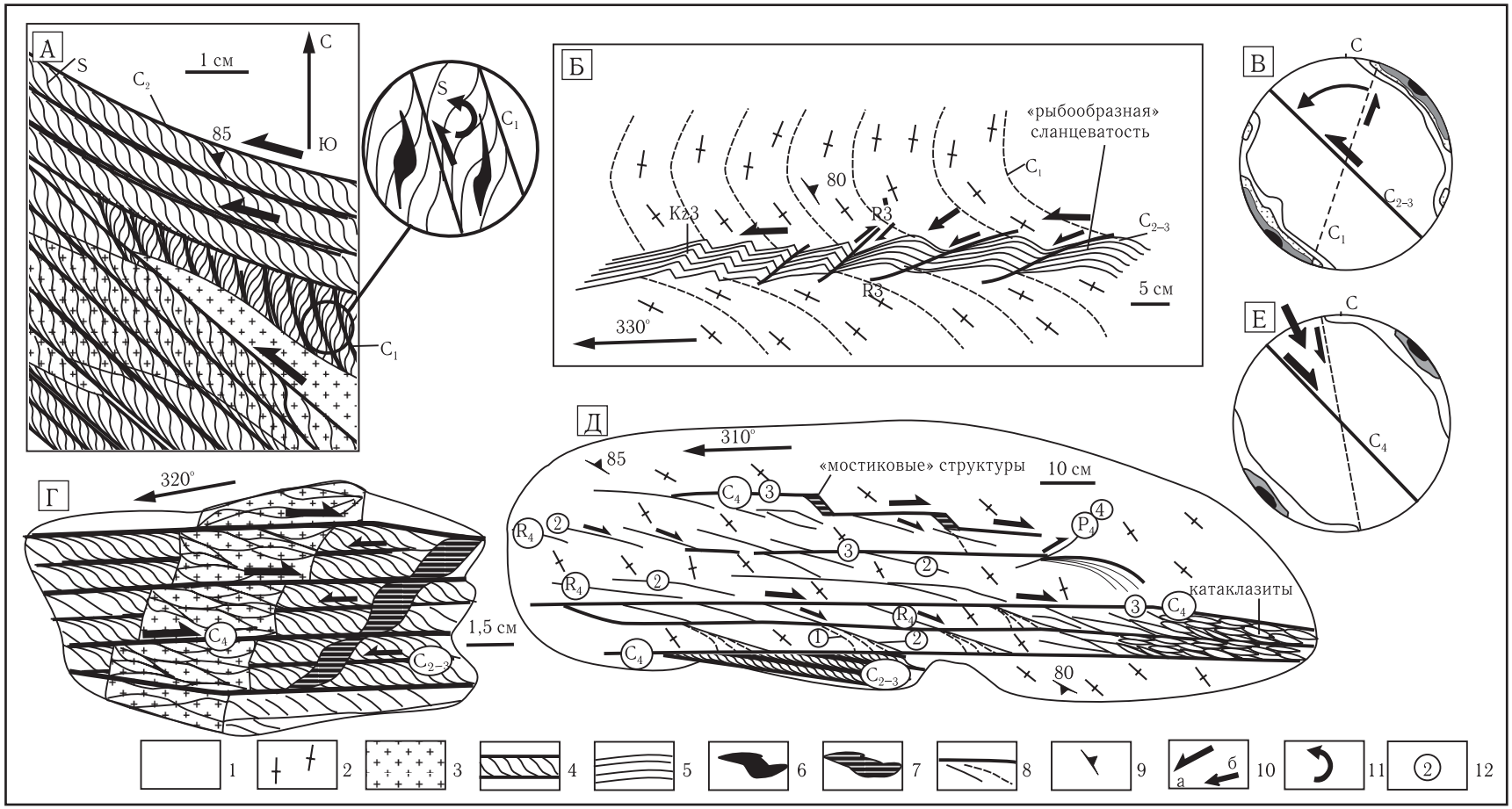


Рис. 4.10. Зарисовки структур архейских гнейсогранитов (план)

А — C-S-структуры. Б — структуры хрупкопластической деформации третьей генерации. В — стереографическая проекция полюсов левосдвиговых зонок C_1–C_{2-3} в архейских гнейсогранитах (76 замеров, изолинии: 1, 2, 6, 11 %). Г — соотношение сдвиговых зонок C_{2-3} и C_4. Д — структурный парагенез хрупкой деформации. Е — стереографическая проекция полюсов хрупких правосдвиговых зонок C_4 в архейских гнейсогранитах (79 замеров, изолинии: 1, 3, 14 %)

1 — гнейсограниты; 2 — траектории гнейсовидности; 3 — жилы лейкогранитов; 4 — C-S-структуры; 5 — бластомилониты; 6 — порфирокласты; 7 — кварцевые, кварц-хлоритовые жилы; 8 — зонки сдвига различного ранга; 9 — ориентировка гнейсовидности; 10 — направление сдвига (а) и локального сжатия (б); 11 — направление вращения; 12 — цифры в кружках на рис. Д отражают последовательность развития сколов. Буквенные знаки структур соответствуют принятой в практике системе обозначений

Пояснения см. в тексте

ры с идентичной минерализацией были отмечены в палеопротерозойских образованиях, что является важным корреляционным признаком. Учитывая эти данные, а также сквозной характер развития сдвигов C_3 по отношению к базальным слоям протерозоя, можно предположить свекофеннский возраст данных структур. Они развивались несколько позже или субсинхронно с C-S-структурами второй генерации в сходных кинематических условиях. При этом процессы деформации развивались регрессивно от пластического к хрупкопластическому режиму.

Статистический анализ ориентировок левосдвиговых поверхностей разных генераций (C_{1-3}) в пределах Центрально-Карельской зоны показал наличие асимметричного пояса рассеивания их полюсов с двумя максимумами, соответствующими позиции наиболее распространенных сдвиговых зон север–северо-восточной и северо-западной ориентировки (см. рис. 4.10, В). Угол между этими плоскостями составляет 60° и соответствует сектору развития менее распространенных сдвигов разных генераций. Интерпретация такого узора может рассматриваться в разных вариантах, учитывающих разноранговые процессы вращения и переориентировки структур (см. ниже).

Самые поздние структурно-кинематические парагенезы, связанные с пластически-хрупкой и хрупкой деформацией, были выявлены в связи с проявлением преимущественно правосдиговых перемещений. Структуры этого этапа относительно локализованы и развиты в пределах сдвиговых зон северо-западного простирания (C_4). Весьма характерны случаи подновления ранних поверхностей C_{2-3}, что фиксируется по смещениям маркеров (жил гранитоидов), имеющих знак, противоположный рисунку C-S-структур (см. рис. 4.10, Г). Полноразвитые парагенезы этой стадии отмечаются в закономерных сочетаниях магистральных (главных) сдвиговых зонок C_4 и вторичных сколов R_4, образующих кулисно эшелонированные системы. Изучение соотношений данных структур позволило выявить характерную для многих природных и модельных случаев последовательность их формирования. В обнажении, представленном на рис. 4.10, Д, восстановлена следующая последовательность структурообразования: 1) синтетические диагональные сколы Риделя R_4, образующие кулисно эшелонированные системы; 2) вращение ранних сколов против часовой стрелки и формирование на их месте новых «эшелонов» R_4; 3) зарождение пунктирных, а затем и магистральных сдвиговых зон C_4, сшивающих прерывистые зонки Риделя; 4) появление синтетических сколов P_4; 5) вращение сколов R_4 в позицию трещин отрыва с заполнением полостей жильным материалом. В последнем случае сколы Риделя, расположенные в области перехвата ступенчатых систем C_4, образуют «мостиковые» структуры (см. рис. 4.10, Д). Дальнейшее прогрессивное развитие данных систем сколов приводит к появлению линзовидной структуры и к формированию катаклазитов. Для последних характерны положительные дилатансионные эффекты, выраженные в заполнении межзерновых полостей кварц-хлорит-эпидотовой минерализацией. Зоны правых сдвигов диагонально оперяются сопряженными сдвигами левого знака, имеющими сходное, но зеркально-симметричное строение.

На стереографической проекции полюса плоскостей правосторонних сдвигов C_4 образуют симметричный относительно главного максимума пояс, что, вероятно, отражает синтетическое и антитетическое вращение сдвиговых плоскостей высокого порядка, свойственное обстановке транспрессии (см. рис. 4.10, Е). На проекцию также нанесена усредненная плоскость второстепенных антитетических левых сдвигов, из чего видно, что сопряженные пары образуют системы, указывающие на существенную роль компоненты продольного сжатия при их формировании. Эта ситуация наиболее характерна для Сегозерского сегмента Центрально-Карельской зоны. Сдвиги данной генерации, в частности, сопряженные с ними отрывы, контролируют позднесвекофеннскую гидротермальную минерализацию: жилы кварцевого, кварц-карбонатного и кварц-хлорит-эпидотового состава, проникающие сквозь всю призму палеопротерозойских толщ.

Рассмотренные структурные парагенезы фундамента отражают регрессивный деформационный ряд: от структур пластического течения к образованиям хрупкого разрушения. Ранняя генерация C-S-структур (C_1) свойственна только породам фундамента и характеризует сдвиговые деформации заключительных стадий ребольского цикла. Вторая генерация C-S-структур (C_2) имеет палеопротерозойский (возможно, раннесвекофеннский) возраст. Все более поздние проявления сдвиговых перемещений (C_{3-4}) по структурно-вещественным и кинематическим признакам четко коррелируются со свекофеннскими структурами палеопротерозойских комплексов (см. ниже).

Картографический структурный рисунок гранит-зеленокаменного фундамента отражает ряд закономерностей, аналогичных выявленным при рас-

смотрении мезо- и микроструктурных парагенезов. Ребольские мигматит-гранитные купола подвержены интенсивной деформации и разлинзованию (см. рис. 4.9, А). Развитие линзовидных структур было связано с пластическими деформациями и становлением позднеребольских левосдвиговых зон (C_1), которые в современной структуре порой сохраняют свою первичную север–северо-восточную ориентировку, но иногда и переориентированы. В соответствующей позиции сохранились крупные линзы кристаллических пород, имеющие сигмоидальную форму, которая свидетельствует о их вращении в результате наложенных левосдвиговых дислокаций (см. рис. 4.9, А). С этим согласуются выявленные статистическим методом признаки вращения левосдвиговых микроструктур на угловую величину порядка 60° (см. рис. 4.10, В). Совокупность этих данных может рассматриваться в двух вариантах. 1. Ранние сдвиговые зоны (C_1) север–северо-восточного простирания при последующих левосдвиговых перемещениях вдоль зон северо-западной ориентировки (C_{2-3}) испытали сегментацию и вращение отдельных сегментов против часовой стрелки. 2. Левосдвиговые перемещения устойчиво и неоднократно повторялись вдоль плоскостей северо-западной ориентировки, но при этом вся деформируемая система испытывала вращение по часовой стрелке. При этом ранние сдвиги C_1, испытав поворот на 60° по часовой стрелке, заняли север–северо-восточную позицию, а более поздние свекофеннские структуры C_3 в связи с завершением процессов мегаротации «застыли» вдоль главного сдвигогенерирующего северо-западного направления. Этот вариант предполагает вращение мелких структур против часовой стрелки в пределах левосдвиговых зон, а также проявление ротационного фактора более высокого ранга (спин), отражающего вращение по часовой стрелке крупного массива пород, включающего в себя разноранговые сдвиги. Общая составляющая вращения для частных структур в этом случае должна складываться из момента вращения и спина, имеющих разный ротационный знак.

Структурно-кинематические парагенезы палеопротерозойских комплексов. Сдвиговые перемещения (C_{2-4}) в кристаллических породах фундамента отразились в формировании целого ряда дизъюнктивных и пликативных структур в палеопротерозойских толщах. В пределах последних также выделяются структуры хрупкопластической и хрупкой деформации, а минеральные парагенезисы тектонитов в целом соответствуют зе-

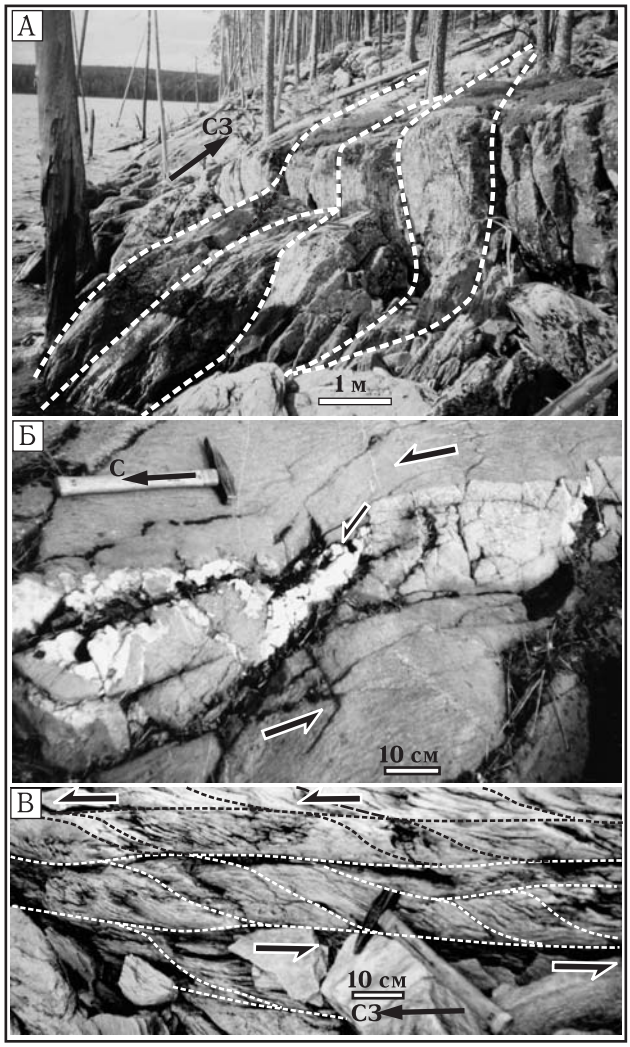


Рис. 4.11. Фотографии структур сдвигового происхождения в ятулийских вулканогенно-осадочных породах

А — зона рассланцевания и разлинзования в ятулийских метабазальтах (северный берег оз. Сегозеро).

Б — асимметричная будинаж-структура левого сдвига в рассланцованных метабазальтах ятулия; межбудинное пространство заполнено жилой кварца (юго-восточный берег оз. Сегозеро).

В — макроскопические C-S-структуры в ятулийских кварцитопесчаниках (северо-восточный борт оз. Сегозеро)

леносланцевым преобразованиям и более поздним гидротермально-метасоматическим проявлениям.

Наиболее интенсивные структурно-вещественные преобразования в палеопротерозойских породах отмечаются в центральных частях сдвиговых зон, мощность которых достигает многих десятков метров. Здесь отмечаются интенсивные рассланцевание и разлинзование пород, первичные структурные особенности которых почти полностью затушеваны (рис. 4.11, А). В зонах сдвига вулканиты и осадки часто трансформируются в динамосланцы,

бластомилониты и катаклазиты мусковит-хлоритовой и биотит-хлоритовой субфаций зеленосланцевой фации метаморфизма. Структурные особенности этих тектонитов отражают преимущественно сдвиговую кинематику. Характерны диагонально построенные системы рассланцевания и разлинзования пород, сдвиговые дуплексы, асимметричные будинаж-структуры и кулисные системы жильных образований (см. рис. 4.11, Б). В ятулийских кварцито-песчаниках при интенсивных сдвиговых деформациях развиваются макроскопические C-S-структуры, напоминающие косую слойчатость (см. рис. 4.11, В). Однако в данном случае «слойки» представляют собой сланцеватость, составленную ориентированными агрегатами метаморфических минералов (серицит, хлорит, рекристаллизованный кварц) и деформированными обломочными зернами. Плоскости сланцеватости образуют сигмоидальные изгибы в соответствии со сдвиговыми перемещениями вдоль магистральных зонок скольжения (С). Подобные структуры весьма характерны для апотерригенных тектонитов слюдисто-кварцевого состава. Их размер меняется от макро- до микроскопического ранга и зависит от первичного состава пород.

Типы и способы пространственной организации структурных парагенезов по простиранию Центрально-Карельской зоны несколько различаются. В северо-западной части Сегозерской структуры палеопротерозойские комплексы образуют узко сжатую Елмозерскую синклиналь, вдоль оси которой развита магистральная крутопадающая зона сдвига и интенсивного рассланцевания пород. В бортах этой зоны отмечается линейно-продольный способ организации структур с элементами диагонально-кулисного расположения осевых поверхностей дополнительных складок, сланцеватости и полого ориентированной линейности растяжения (см. рис. 4.9, А). Диагональные ориентировки по мере приближения к главной зоне сдвигового течения постепенно исчезают в результате вращения структур к ее плоскости. Дополнительные складки данного сегмента описаны в литературе как конические структуры [Сыстра, 1991]; они асимметричны и имеют в плане правый, либо левый рисунок. Характер их соотношений не ясен. Структуры — кинематические индикаторы разных генераций — свидетельствуют о смене во времени левосдвиговых перемещений правосдвиговыми.

По направлению к юго-востоку Ёлмозерская синклиналь постепенно расширяется, образуя сложноскладчатую структуру, испытывающую пологое погружение в сторону Сегозерской мульды. Линейно-продольный структурный рисунок в этом сегменте сменяется системой различно ориентированных сдвиговых зон, «нарезающих» в породах чехла линзообразные структуры — сдвиговые дуплексы Сегозерской системы (см. рис. 4.9, А, Б). В этой области, примыкающей к северной части оз. Сегозеро, отмечается система горизонтальных складок и флексур с крутопадающими шарнирами. К югу от этой области синклиналь раскрывается и выполаживается, а зоны сдвиговых деформаций, составляющие Центрально-Карельскую зону, «прижимаются» к северо-восточному борту структуры. Вдоль северо-восточного крыла Сегозерской мульды отмечаются интенсивные сдвиговые деформации, проявляются конформные и диагонально-оперяющие главную зону сдвига надвиги гнейсогранитов фундамента на отложения ятулийского чехла.

Сдвиговые зоны в сегменте Сегозерской системы дуплексов представляют собой широкие и густо развитые структуры северо-западного–субмеридионального простирания. В базальтах ятулия сдвиговые деформации проявлены в развитии веретенообразных линз с субгоризонтальной длинной осью, достигающих в длину 1–5 м. Способы организации линзовидных структур различны. В пределах субмеридианальных зон преобладают левосдвиговые перемещения, выраженные в структурно-кинематических парагенезах разных генераций. Здесь весьма характерно развитие главных поверхностей сдвига C_{3-4}, между которыми расположены кулисно ориентированные ряды линз, подверженных вращению по типу структур «домино» и занимающих позицию дуплексов сжатия (рис. 4.12, А). При этом в базитах отмечается диагонально ориентированная сланцеватость S_3, испытывающая загиб и вращение к поверхностям C_{3-4}. Развитие данного парагенеза соответствует двум кинематически сходным стадиям: 1) хрупкопластический левый сдвиг с формированием поверхностей C_3 и S_3; 2) хрупкий левый сдвиг, в результате которого оформились линзовидные структуры типа «домино», а также антитетические сдвиги X_4 (см. рис. 4.12, А, диаграммы 1, 2). На второй стадии важнейшим индикатором перемещений является поведение синкинематических серповидных жил кварца. В начальный момент формирования они занимали положение трещин отрыва (см. рис. 4.12, А, диаграмма 3). В условиях синкинематического роста полость отрыва наращивалась по простиранию и заполнялась жильным материалом, тогда как более ранние центральные сегменты жилы испытывали вращение в

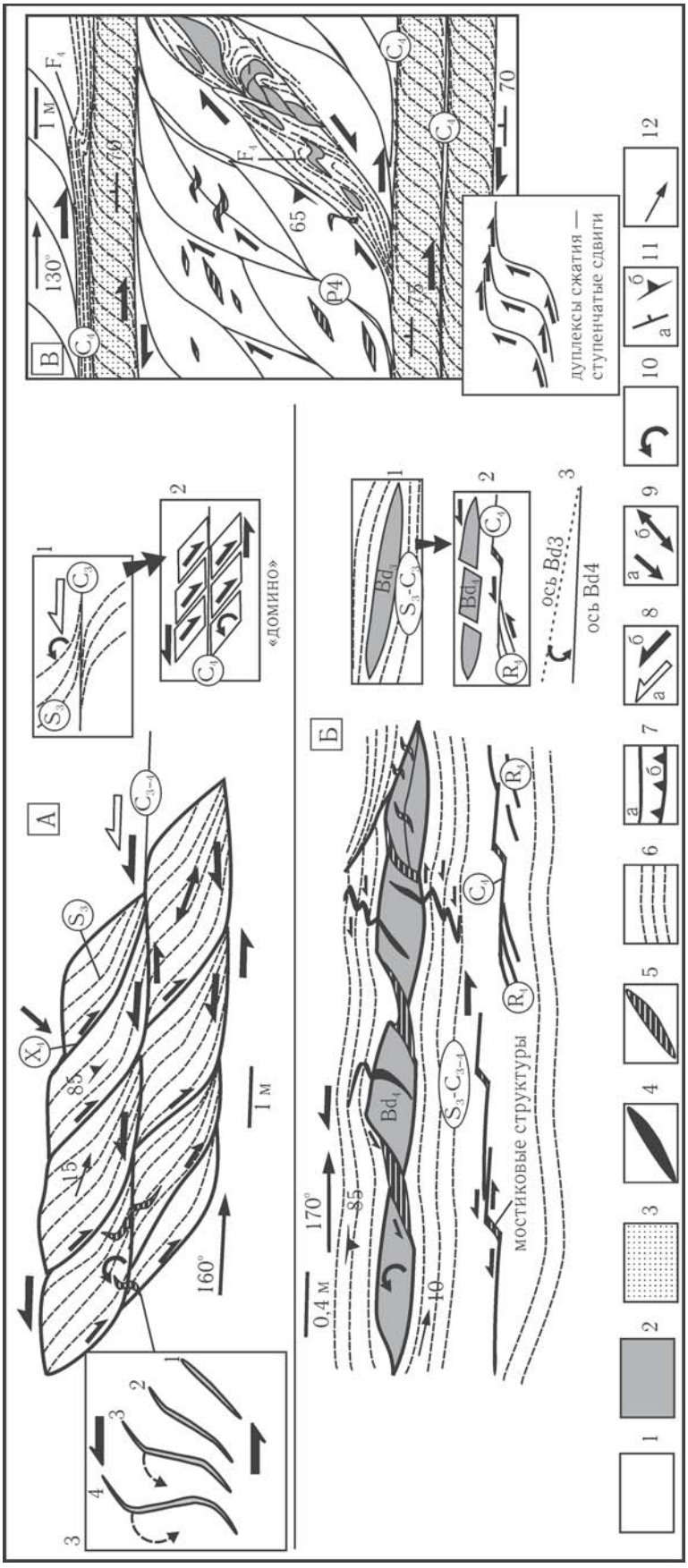


Рис. 4.12. Зарисовки структур в ятулийских образованиях (план)

А — линзовидные структуры — дуплексы. Б — будинаж-структуры. В — ступенчатые системы сдвигов — дуплексов сжатия. Пояснения см. в тексте

1 — базальтоиды; 2 — эпидотизированные базальтоиды; 3 — кремне-кварциты, аргиллиты; 4 — ранние эпидот-хлоритовые жилы; 5 — поздние жилы кварца; 6 — сланцеватость и рассланцованные базиты; 7 — сдвиги (а) и послойные срывы (б); 8 — направления сдвиговых перемещений, ранних (C_3) (а) и поздних (C_4) (б); 9 — локальные сжатие (а) и растяжение (б); 10 — направление вращения; 11 — ориентировки слоистости (а) и сланцеватости (б); 12 — ориентировка линейности удлинения

соответствии с прогрессивной деформацией левого сдвига.

В субмеридиональных левосдвиговых зонах рассланцевания базитов часто встречаются будины эпидотизированных базальтоидов (см. рис. 4.12, Б). Процесс формирования этих структур также проходил в несколько стадий: 1) хрупкопластический будинаж и развитие веретенообразной будины (Bd_3); 2) хрупкое будинирование и разрыв первичной будины на ряд трапецоидных блок-будин (Bd_4) (см. рис. 4.12, Б, диаграммы 1 и 2). Вторая стадия сопровождалась заполнением межбудинных разрывов жильным материалом, формированием серповидных жил, сдвигов C_4 и R_4, а также мостиковых структур. Оси отдельных блок-будин (Bd_4) расположены под углом 10–15° к плоскости течения, что может свидетельствовать о диагональной первичной позиции ранней будины (Bd_3) и о ее вращении по часовой стрелке в процессе хрупкого разрыва на второй стадии деформации (см. рис. 4.12, Б, диаграмма 3).

Зоны сдвига северо-западного простирания в пределах Сегозерской системы дуплексов имеют несколько другие принципы структурной организации. В них отмечаются структурные парагенезы, связанные с ранними левосдвиговыми перемещениями (C_3), и более поздние наложенные структуры правого сдвига (C_4). Правосдвиговые системы дислокаций часто организованы по принципу «ступенчатых» сдвигов, приспосабливающихся к слоистой структуре палеопротерозойских толщ (см. рис. 4.12, В, диаграмма). В горизонтах массивных ятулийских базальтов развиты дуплексы сжатия, а также ограничивающие их вторичные сдвиги и связанные с ними серповидные жилы, складки скалывания (F_4), будины и структуры вращения (см. рис. 4.12, В). По мере приближения к горизонтам осадочных пород вся система структур плавно вливается в систему субслойных правых сдвигов C_4. Ступенчатые сдвиги весьма характерны для северо-восточного крыла Сегозерской мульды на всем его протяжении.

Характер соотношений сдвиговых зон различного простирания изучался на примере серии разрезов в районе мысов и островов северной части оз. Сегозеро. На рис. 4.13, А представлен горизонтальный срез широкой зоны сдвига в базитах ятулия, образованной сочетанием сопряженных сдвиговых зон более высокого порядка. В пределах зоны на основании изучения деформированных миндалин, образующих полого ориентированную линейность растяжения, было отмечено общее нарастание интенсивности деформаций с запада на восток. В области максимальных деформаций сопряженные сдвиги сливаются в одну мощную крутопадающую зону рассланцевания и динамометаморфизма. В зонах сдвига высокого порядка отмечаются реликтовые фрагменты ранних левосдвиговых структур (C_3) и более поздние наложенные левые, либо правые сдвиговые системы (C_4) (см. рис. 4.13, А, Б). В промежутках между зонами сдвига сохраняются участки полого залегающих базальтовых потоков, осложненных субслойными срывами. В данном разрезе наиболее существенно изменение угловой позиции сопряженных сдвиговых зон C_4 в соответствии с нарастанием градиента деформации. Как это видно на развернутой и круговой диаграммах, правые сдвиги испытывают существенное синтетическое спиновое вращение по часовой стрелке по мере нарастания деформации и приближения к главной зоне сдвига (см. рис. 4.13, В). Левые сдвиги подвержены антитетическому спиновому вращению, но угол их поворота существенно меньше. Эта ситуация показывает, что тип позднего правосдвигового тектонического течения (C_4) существенно отклонялся от модели простого сдвига и соответствовал обстановке транспрессии.

На стереограммах показаны усредненные статистические ориентировки поздних правых и левых сопряженных сдвигов (C_4), развитых в пределах Сегозерской системы дуплексов (см. рис. 4.13, Г, Д). Характер их сопряжения указывает на существенную роль компоненты продольного сжатия по отношению к простиранию Центрально-Карельской зоны (см. рис. 4.13, Е).

В северной части сегмента Сегозерских дуплексов локализованы овальные в плане купольно-сдвиговые структуры с ядрами, сложенными архейскими гнейсогранитами (см. рис. 4.9, А). Дислокации внутри гранитоидных ядер организованы по принципу мегаструктур типа «домино», отражающих развитие сдвиговых деформаций за счет вращения и скольжения линз по системе синтетических сдвигов (рис. 4.14, А). В областях погружения куполообразных структур в обрамляющих осадках ятулия развиты послойные сбросы, оперяемые характерными структурами отрыва с жилами кварца (см. рис. 4.14, А, фрагмент). Кристаллические ядра обрамляются мощными зонами бластомилонитов и катаклазитов, сформировавшихся по гранитам в результате сдвиговых дислокаций (см. рис. 4.14, Б). Данные структуры формировались в условиях транспрессии (сдвига и поперечного сжатия) и комплементарного продольного растяжения.

Картографический структурный рисунок северной части Сегозерской системы дуплексов пока-

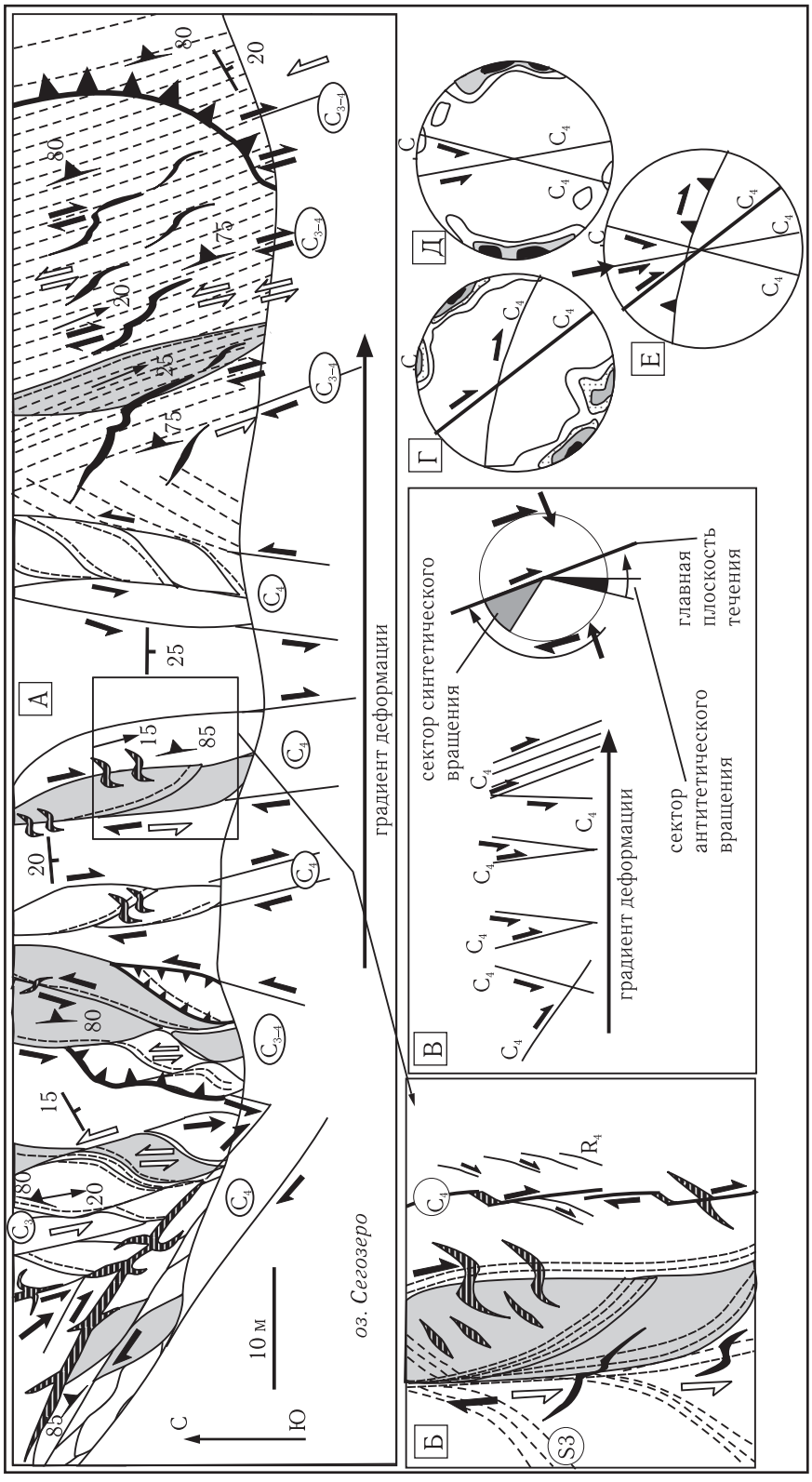


Рис 4.13. Зарисовки соотношений сдвиговых зон различного простирания
А — горизонтальный срез зоны сдвига в северной части оз. Сегозеро, о-в Кечень (А). Б — фрагмент рис. А. В — развернутая и круговая диаграммы, иллюстрирующие вращение сдвиговых зон C_4 с нарастанием деформации. Г — стереографическая проекция полюсов правосдвиговых зон C_4 в ятулийских породах Сегозерской структуры (89 замеров, изолинии: 1, 3, 6, 12 %). Д — стереографическая проекция полюсов левосдвиговых зон C_4 в ятулийских породах Сегозерской структуры (36 замеров, изолинии: 1, 4, 9 %). Е — сводная диаграмма, показывающая соотношение левых и правых сопряженных сдвигов (получена из рис. Г и Д)
Условные обозначения см. на рис. 4.12

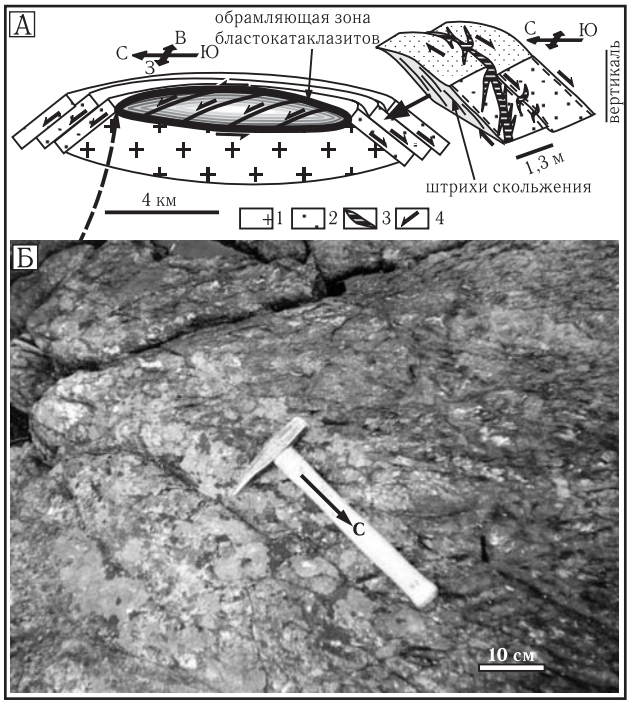


Рис. 4.14. Объемная диаграмма строения купольно-сдвиговой структуры (водораздел между озерами Сегозеро и Елмозеро) (А) и фотография обнажения (в плане) бластомилнитов и катаклазитов по неоархейским гранитам из зоны дислокаций, обрамляющей купольно-сдвиговую структуру (Б)

1 — гранитоиды фундамента; 2 — кварцитопесчаники ятулия; 3 — жилы кварца; 4 — направления перемещений по разрывам

зывает, что в условиях правого сдвига (C_4) пространственный способ построения линз соответствовал дуплексам растяжения (см. рис. 4.9, А). Как было отмечено выше, структурные парагенезы мезоуровня в этой области чаще организованы по принципу дуплексов сжатия. В этом отражается разноранговость и неоднородность процессов деформации. Несколько южнее проявлена область крупных горизонтальных складок и флексур, к югу от которой, вдоль северо-восточного берега оз. Сегозеро, развиты системы разноранговых дуплексов сжатия.

В юго-западной части Сегозерской мульды на фоне преобладающих пологих залеганий слоев широко распространены послойные срывы, связанные со сдвигами [Леонов, Колодяжный, Семин, 1995]. При этом в разрезе отмечается чередование дисгармонично построенных по отношению друг к другу пакетов с горизонтальной, либо вертикальной тектонической расслоенностью, обусловленной развитием кливажа — сланцеватости. Также отмечаются субпластовые тела, построенные из системы ретенообразных линз, ограниченных сдвиговыми зонками. Данные пакеты имеют мощность от 1 до 5 м и часто соответствуют пологозалегающим стратиграфическим слоям и потокам базитовых лав ятулия.

Анализ складчатости в пределах всей Сегозерской мульды указывает на весьма сложное ее строение. На стереографической проекции полюса слоистости в целом распределяются в субизометричном поле, характеризующем общий мульдообразный облик структуры (см. рис. 4.9, В). Однако при этом поле распадается на ряд малодуговых поясов. Такой структурный узор свидетельствует о том, что Сегозерская мульда является результатом «интерференции» нескольких систем складок конической морфологии. Разноориентированные север–северо-восточные и северо-западные складки образуют систему продольных и диагональных структур, затухающих по простиранию и имеющих субвертикальные оси складчатости (β). Согласно полевым наблюдениям, наиболее ранними являются север–северо-восточные диагональные складки (F_3), связанные с левосдвиговыми перемещениями (C_3), а более поздними — северо-западные конформные структуры (F_4). Широкое развитие пологих субслойных срывов, а также полого-складчатая структура юго-западной части Сегозерской мульды свидетельствуют об обстановке относительной декомпресси в этой области.

Петрографическая и изотопно-геохронологическая характеристика тектонитов

С целью получения информации об особенностях структурно-вещественных преобразований и времени проявления деформаций были проведены петроструктурные и изотопно-геохронологические исследования тектонитов Центрально-Карельской зоны. Детальные исследования были проведены в северо-восточном борту Сегозерской мульды. В этой области палеопротерозойские образования отличаются повышенной дислоцированностью. В них широко развиты узко сжатые дополнительные складки, зоны рассланцевания и разлинзования, осложняющие в целом пологую Сегозерскую мульду. Эти структуры маркируют сквозные зоны сдвига, проникающие в палеопротерозойскую призму отложений из архейского фундамента.

Разрез Великая Губа. Наиболее детальные исследования были проведены в юго-восточной части оз. Сегозеро в 2 км к западу от пос. Великая Губа (рис. 4.15). Составленный здесь разрез изучался

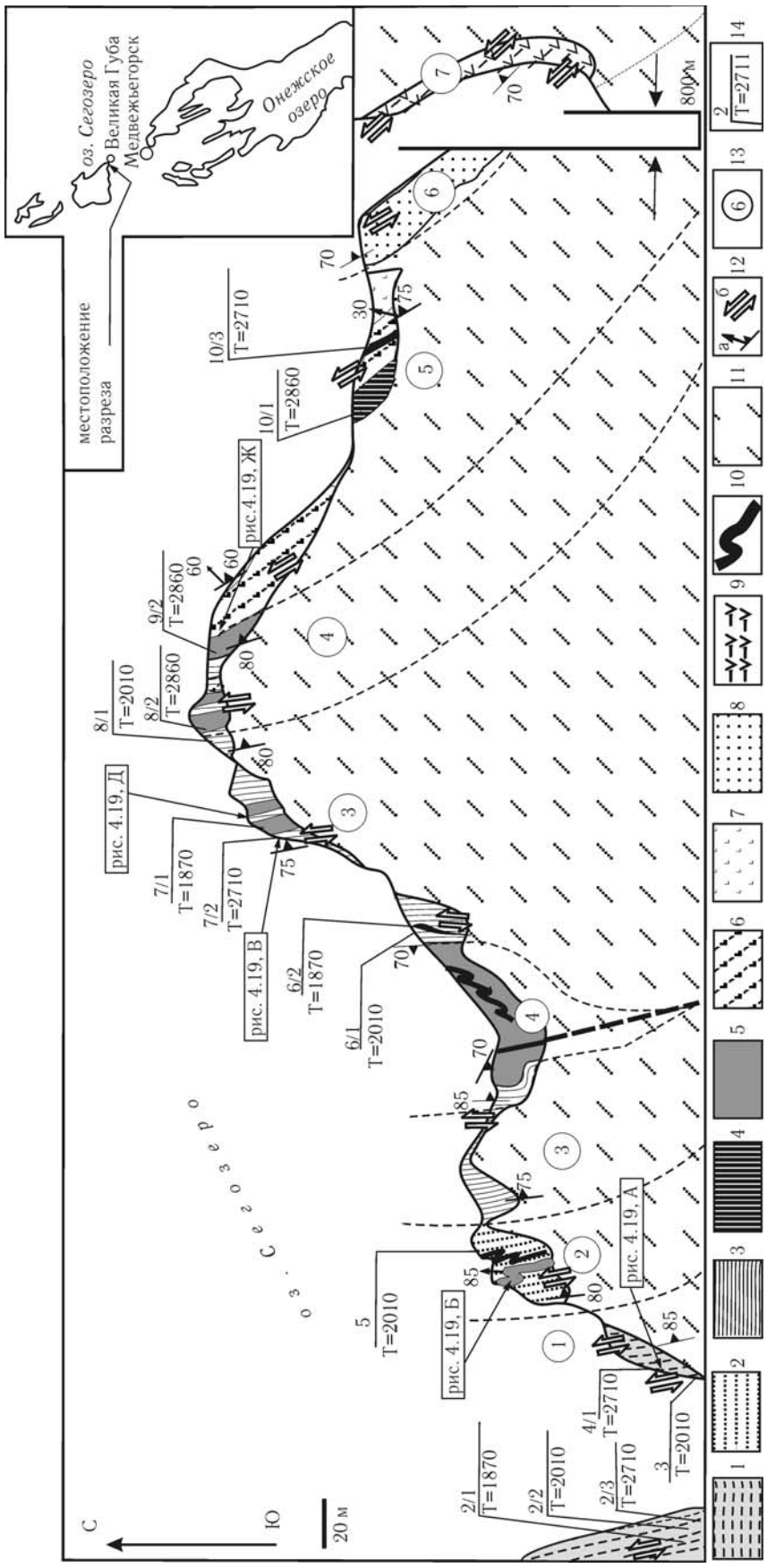


Рис. 4.15. Геологический разрез (в плане) тектонизированных архейско-палеопротерозойских образований, слагающих приосевую область Центрально-Карельской зоны (юго-восточная часть оз. Сегозеро, район пос. Великая Губа)

1–7 — архейские образования: 1 — мигматизированные гнейсы неравномерно бластомилонитизированные, 2 — бластомилонитизированные и хлоритизированные гранитогнейсы, 3 — мигматит-граниты, 4 — актинолит-тремолитовые сланцы (коматииты), 5 — гранитизированные порфириты, 6 — гранитизированные габбродиабазы, 7 — слабоизмененные габбродиабазы; 8, 9 — палеопротерозойские образования ятулия: 8 — кварцитопесчаники, 9 — метапорфириты; 10 — гранит-аплиты; 11 — четвертичные отложения; 12 — элементы залегания сланцеватости и линейности (а), направления сдвиговых перемещений (б); 13 — номерация горизонтов; 14 — номера проб и Rb-Sr возраст, млн лет

совместно с М.Г. Леоновым и сотрудниками лаборатории Радиоизотопных исследований ГИН РАН во главе с В.И. Виноградовым [Леонов и др., 1999, 2000; Виноградов и др., 2001]. Из архейских пород, участвующих в строении зоны сдвига, были отобраны пробы, которые исследовались петрографически и с помощью Rb-Sr изохронного метода по валовому составу. Рассмотрим петрографические и структурные особенности пород данного разреза (см. рис. 4.15).

1. Мигматизированные гнейсы, подверженные неравномерным процессам микроклинизации, бластеза и милонитизации. Мигматитовые жилы представлены тремя генерациями: а) послойными мигматитами плагиогранитного состава; б) мигматитами-артеритами биотитовых плагиогранитов; в) плагиомикроклиновыми мигматитами и жилами гранит-аплитов (рис. 4.16, А). Мигматиты последней генерации обнаруживают признаки формирования в условиях левосдвиговых перемещений: образуют сигмоидальные модули вращения, кулисные системы и асимметричные складки. Состав палеосомы варьирует от биотитовых и биотит-амфиболовых тоналитогнейсов и плагиогранитогнейсов (пробы: 2/3, 4/1 и др. (табл. 4.1)) до микроклин-плагиоклазовых и плагиомикроклиновых гнейсогранитов (пробы: 7/2, 3). В матриксе мигматитов отмечена следующая последовательность минералообразования: 1) минеральная ассоциация тоналитового состава; 2) рекристаллизация и появление мелкозернистых (0,5–1 мм) гранобластовых структур; 3) метасоматический рост порфиробласт олигоклаза; 4) зарождение тонких агрегатов эвтектоидного состава Пл + Кв + Кпш; 5) развитие вростков микроклин-пертита; 6) окварцевание; 7) бластез и милонитизация с минеральными замещениями диафторического характера. Процессы наложенной бластомилонитизации развиты неравномерно и проявлены в виде двух минерально-структурных генераций: высокотемпературные биотитовые бластомилониты и низкотемпературные серицит-хлоритовые бластомилониты — катаклазиты. Для данных пород были получены три Rb-Sr изохроны: 2710±70, 2010±80, 1870±53 млн лет. Минерально-структурные ассоциации показывают, что эта радиоизотопная (возрастная) дифференциация пород связана со степенью их вторичной переработки — явлениями катаклаза, бластеза и милонитизации. Наименее измененные разности пород имеют изотопный возраст 2711±71 млн лет. Последующие возрастные группы пород соответствуют двум стадиям формирования бластомилонитов и катаклазитов.

2. Восточнее обнажаются аналогичные описанным выше мигматизированные гнейсы, но в данном случае подверженные более интенсивным процессам катаклаза, милонитизации и хлоритизации. Породы имеют бластокатаклазитовую структур и флазерную текстуру: раздавленные порфирокласты плагиоклаза имеют сигмоидальную форму и оплетены лепидогранобластовым агрегатом (Кв, Хл, Пшп, Бт). Первичные биотит и амфибол в значительной мере замещены хлоритом и эпидотом. По микроструктурам катаклазитов реконструируются левосдвиговые перемещения. Конформно гнейсовидности развито тело гранитизированных порфиритов биотит-кварц-плагиоклазового состава с реликтами диабазовой структуры (см. рис. 4.16, Б). Данные породы секут мигматиты 1 и 2, но при этом окружены реакционной оторочкой лейкогранитов и пронизаны мигматитовыми прожилками. Метапорфириты и вмещающие гнейсы пронизаны единой системой левосдвиговых C-S-структур, кварцевых и эпидотовых жилок, трещин скола, осложнены крутоосными складками скалывания с левым рисунком (см. рис. 4.16, Б). Rb-Sr изохронный возраст бластомилонитов по гнейсам 2010±80 и 1870±90 млн лет.

3, 4. Светло-серые мигматит-граниты с конформными и секущими дайкообразными телами метапорфиритов. Субстрат представлен гнейсами и гранитогнейсами, аналогичными описанным выше, но степень насыщения пород мигматитовыми жилками существенно возрастает вплоть до их полного слияния в единые пучки, напоминающие косую слойчатость аллювиальных песков. Последний случай обусловлен развитием зон пластичного сдвига, ограничивающих крутопадающие домены сдвигового скольжения, во внутренних частях которых развиты косо ориентированные системы мигматитов (см. рис. 4.16, В, Д). Данные формы представляют собой макроскопическую разновидность C-S-структур, сформировавшуюся в процессе мигматизации на фоне левосдвиговых перемещений. Мигматиты подвержены интенсивной бластомилонитизации. Радиоизотопный Rb-Sr возраст мигматизированных пород характеризуется тремя изохронами — 2710±70, 2010±80 и 1870±90 млн лет. Мигматитовые жилы секутся дайками гранитизированных и милонитизированных метапорфиритов, которые пронизаны поздней системой мигматитовых жилок (см. рис. 4.16, В–Д). В метапорфиритах отмечаются ксенолиты гранитизированных габброидов, пропитанных аплитовым материалом с образованием агматитов. Сложные сочетания пород различного состава создают некоторое подобие тектонометаморфического меланжа с характерными структурами левого сдвига (см. рис. 4.16, Е). Для гранитизированных порфиритов было выявлено две Rb-Sr изохроны: 2860±70 млн лет и 1870±90 млн лет. Последняя из них характеризует время формирования бластомилонитов по метапорфиритам (пробы 7/1, 2/1). Изохрона 2860±70 млн лет, с учетом того, что анализировались наименее измененные разности пород (8/2, 9/2), а также ввиду низких («мантийных») начальных отношений изотопов стронция, по-видимому, отражает время кристаллизации данных магматических тел.

5. Метапорфириты горизонта 4 по резкой границе сменяются мигматизированными габбродиабазами — амфиболитами (см. рис. 4.16, Ж). Данные породы имеют реликтовую габбровую и новообразованные нематогранобластовую, сноповую и пойкилобластовую структуры. Из ранних минералов угадываются реликты сильно соссюритизированного андезина и роговой

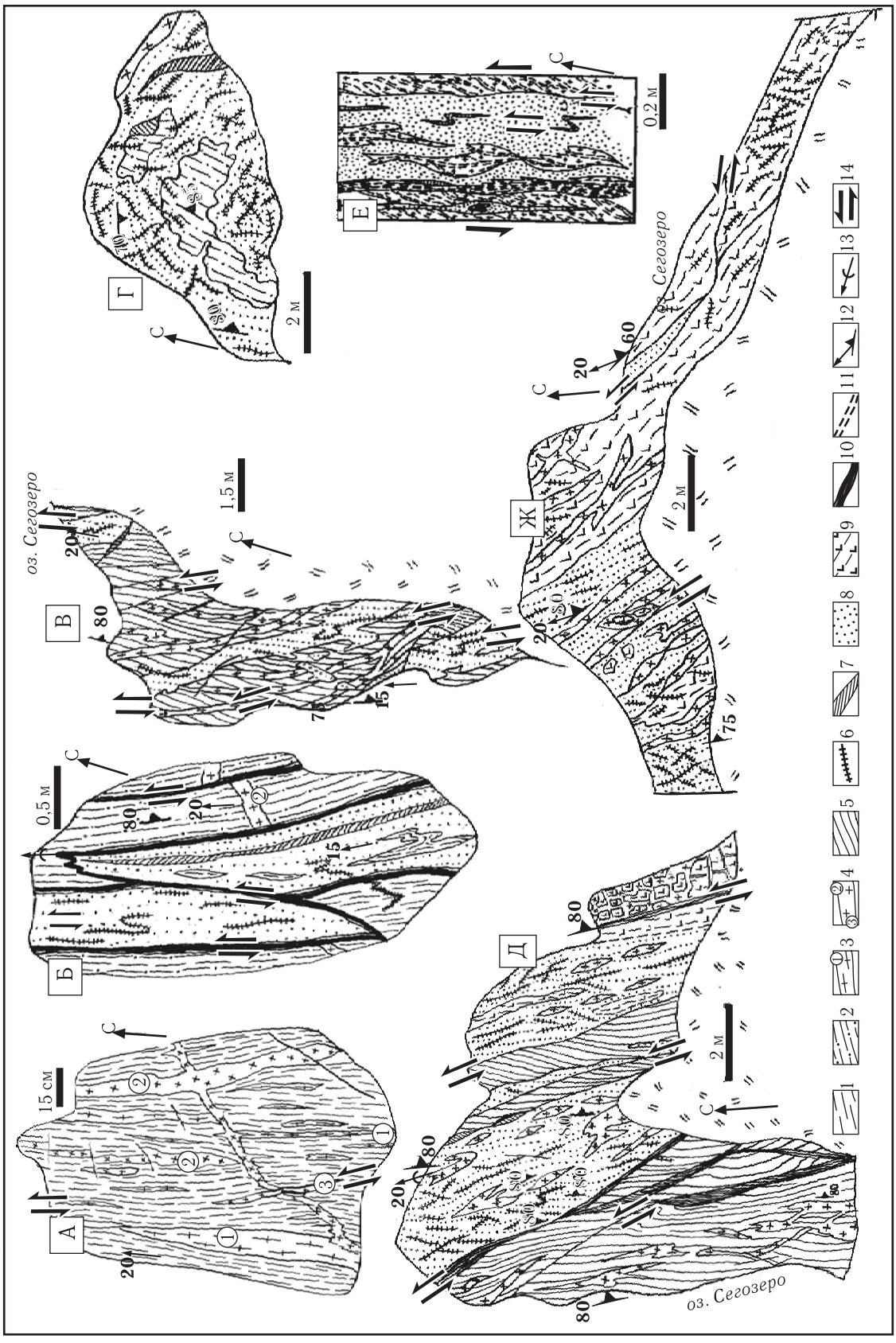


Рис. 4.16. Фрагменты зарисовок геологических обнажений по разрезу, изображенному на рис. 4.15 (вид в плане)
1 — амфибол-биотитовые гнейсы; 2 — балстомилонитизированные и хлоритизированные гнейсы; 3, 4 — мигматиты: 3 — первой генерации, 4 — второй и третьей генераций; 5 — «косослоистые» мигматит-граниты; 6 — жилки мигматитов; 7 — жилы кварца; 8, 9 — гранитизированные порфириты (8) и гранитизированные габбро-диабазы (9); 10 — зонки катаклазитов и милонитов; 11 — зоны рассланцевания; 12, 13 — элементы залегания сланцеватости и линейности (12), шарниров складок (13); 14 — направления сдвиговых смещений

Таблица 4.1. Петрохимическая характеристика пород — тектонитов по разрезу Великая Губа (породообразующие компоненты — в мас. %; РЗЭ — в г/т)

Группа	Порода	Номер пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
I	Слабо гранитизированный порфирит	8/2	69,4	0,2	15,3	0,9	1,8	0,0	2,0	0,9	5,4	1,7	0,1	–	–	–	–	–	–	–	–
	Зеленый сланец по порфиритам	9/2	56,7	0,8	15,0	5,4	4,0	0,1	7,3	2,9	2,0	1,8	0,4	24	51	26	6,2	1,6	1,1	3,5	0,64
	Акт-Трем амфиболит (метакоматиит?)	10/1	48,2	0,7	7,4	3,8	8,9	0,1	12,0	14,7	0,7	0,3	0,1	–	–	–	–	–	–	–	–
II	Бт-тоналитогнейс	2/3	62,1	0,4	15,2	1,3	1,1	0,0	3,7	1,6	4,9	1,2	0,1	3,1	7,5	4,7	1,3	0,52	0,14	0,45	0,074
	Бт-плагиогранитогнейс	4/1	68,5	0,2	15,9	0,8	1,1	0,1	2,9	1,4	5,0	2,1	0,1	19	34	15	2,8	0,40	0,64	1,3	0,18
	Мик-Пл-гнейсогранит	7/2	73,9	0,1	14,2	0,5	1,0	0,0	1,5	0,2	4,3	2,9	0,1	14	23	9,0	1,6	0,35	0,28	1,1	0,20
	Аплит регенерированный	10/3	77,0	0,1	13,1	0,6	0,5	0,0	0,4	0,2	5,3	2,4	0,0	3,0	10	6,5	2,0	0,073	1,0	5,6	1,0
III	Бластомилонит по тоналитогнейсам	2/2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	Бластомилонит по Пл-Мик. гнейсогранитам	3	75,0	0,1	13,0	0,7	0,3	0,0	0,9	0,3	3,7	5,1	0,1	–	–	–	–	–	–	–	–
	Бластомилонит по плагиогранитогнейсам	5	73,0	0,2	13,6	2,5	1,1	0,0	2,1	0,3	5,1	1,0	0,1	36	66	20	2,9	0,73	0,31	0,67	0,10
	Катаклазированный плагиогранитогнейс	6/1	73,1	0,2	14,4	1,5	1,0	0,0	1,7	0,7	4,4	2,3	0,1	19	35	14	2,6	0,49	0,54	1,6	0,24
	Катаклазированнй Пл-Мик. гнейсогранит	8/1	74,9	0,1	12,8	1,3	0,6	0,0	1,5	0,2	3,9	3,7	0,1	–	–	–	–	–	–	–	–
IV	Биот. бластомилонит	2/1	54,1	1,4	15,4	4,0	6,6	0,0	4,8	3,7	2,6	4,2	0,4	–	–	–	–	–	–	–	–
	Аплит регенерированный	6/2	69,7	0,2	16,3	1,0	0,5	0,0	0,9	0,2	5,6	4,8	0,1	–	–	–	–	–	–	–	–
	Биот. бластомилонит по порфиритам	7/1	63,2	0,5	14,2	6,7	1,2	0,1	4,0	4,9	4,0	2,0	0,2	–	–	–	–	–	–	–	–

обманки. Более поздние минералы представлены синезеленой роговой обманкой, замещаемой актинолитом и хлоритом, порфиробластическими врастками кислого плагиоклаза, гранобластическими агрегатами Кв + Бт + + Пшп. В зонах интенсивной бластомилонитизации развивается полосчатость с чередованием слойков различного состава: Пшп + Кв + Мус + Бт; Эп + Хл + Акт. Изотопные соотношения, полученные для актинолит-тремолитовых амфиболитов (коматииты(?) — проба 10/1), соответствуют изохроне 2860 ± 70 млн лет. Радиоизотопный возраст прорывающих габброиды микроклиновых аплитов имеет дивариантный характер — 2710 ± 70 и 1870 ± 90 млн лет (фигуративная точка пробы 10/3 находится в области пересечения изохрон).

6. Восточнее обнажаются ятулийские терригенные осадки: кварцитопесчаники, кварцевые метагравелиты и кварц-слюдистые сланцы. В кварцитопесчаниках хорошо видны псаммитовые структуры, осложненные милонитизацией и бластезом. Обломочные зерна кварца деформированы, образуют линейность (соотношения осей 2:1) и обрастаются хвостообразными оторочками резорбированного кварца. В стыках зерен часто развиты стилолиты и инкорпорационные структуры, ориентированные в направлении общего удлинения. Цементирующий матрикс представлен лепидобластовым кварц-серицит-мусковитовым агрегатом. В пределах данной толщи хорошо проявлены слоистость, секущий ее под углами 10–20° крутопадающий кливаж сланцеватости, а также полого ориентированная (320° ∠ 10°) линейность удлинения. Слюды и кластические обломки образуют тонкие левосдвиговые C-S-структуры. Поверхности рассланцевания в данных образованиях конформны плоскостным структурам бластомилонитов подстилающих архейских комплексов.

7. Выше по разрезу залегает толща ятулийских неравномерно метаморфизованных диабазов. Минимально измененные разности представлены диабазами с миндалекаменными и порфировыми структурами. Для них характерен альбит-роговообманковвый состав; отмечаются также пироксен, биотит, андезин. В зонах интенсивного рассланцевания и разлинзования базиты превращены в актинолит-биотит-хлоритовые зеленые сланцы. Метаморфические преобразования характеризуются следующими минеральными превращениями: Анд → → Аб; МПр → Рог + Прен + титаномагнетит; Рог → Хл + + Акт (Бт), титаномагнетит → сфен. На эти минеральные преобразования накладываются процессы эпидотизации, приводящие иногда к полному замещению пород эпидозитами. Последние часто образуют асимметричные будины в зонах присдвигового рассланцевания. В целом тектонические преобразования вулканитов связаны со сдвиговыми дислокациями, которые по структурно-кинематическим признакам коррелируют со структурами бластомилонитов в архейских породах.

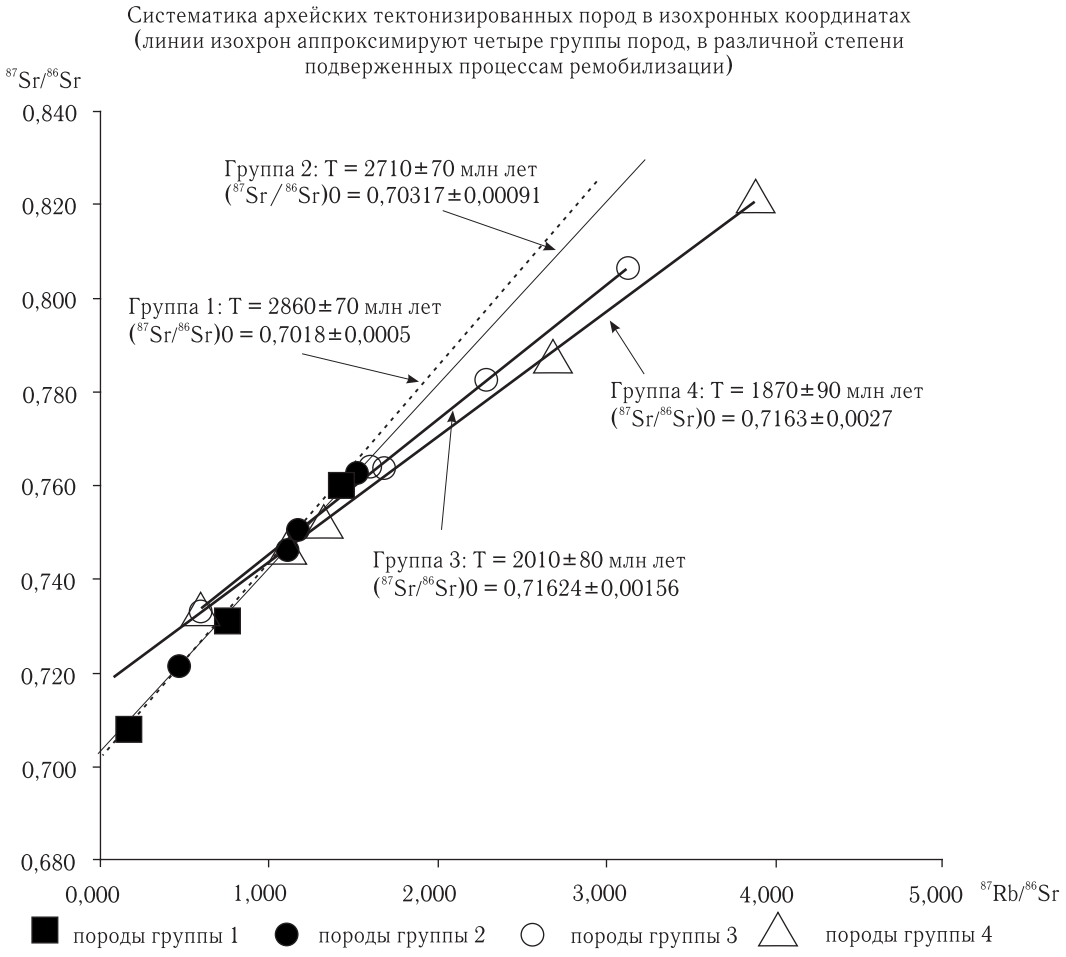
Петроструктурные исследования и Rb-Sr изотопные данные для данного разреза позволили выделить четыре группы пород: группа 1 — относительно слабо измененные зеленокаменные образования: T = 2860 ± 70 млн лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0{,}7018 \pm 0{,}0005$; группа 2 — тоналитогнейсы, гнейсограниты и мигматит-граниты: T = 2710 ± 70 млн лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0{,}7032 \pm 0{,}0009$; группа 3 — рекристаллизованные и милонитизированные разности пород группы 2: T = 2010 ± 80 млн лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0{,}71624 \pm 0{,}0016$; группа 4 — бластомилониты по породам всех предшествующих групп: T = 1870 ± 90 млн лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0{,}7163 \pm 0{,}0027$ (табл. 4.2). Эти данные свидетельствуют о том, что все изученные серии пород после своего первичного формирования были неоднократно и неравномерно ремобилизованы, сохранив в результате «омоложения» лишь реликты древних изотопных меток. Структурные особенности пород групп 2–4 позволяют рассматривать их в качестве тектонитов присдвигового происхождения, отождествляя соответствующие им изотопные возрасты с определенными этапами сдвиговых дислокаций. Полученные цифры хорошо согласуются с опубликованными данными геохронологического датирования различных событий на Балтийском щите и отражают прежде всего тектонические преобразования ребольского и свекофеннского циклов [Корреляция..., 1987; Лобач-Жученко и др., 2000; Пушкарев и др., 1978; Светов, Хухма, 1998; Сыстра, 1991].

Наиболее древний изотопный возраст (2860 ± 70 млн лет) имеют наименее измененные метапорфириты и амфиболиты (коматииты?). Учитывая низкое начальное отношение изотопов стронция в этих породах (0,7018), близкое к базальтовым ахондритам (BABI = 0,699), можно предположить крайне короткий период их коровой эволюции. Следовательно, полученный возраст, вероятнее всего, отражает время их кристаллизации из мантийного расплава. Изотопный возраст этих образований не является случайным для данной области и хорошо коррелирует с абсолютными возрастами коматиитов, трондьемитов и дацитов Койкарско-Семченского, Палаламбинского и Остерского зеленокаменных поясов. Дайки порфиритов прорывают мигматизированные гнейсы с Rb-Sr возрастом 2710 ± 70 млн лет, т.е. более молодые, чем дайковый комплекс. Это кажущееся противоречие объясняется особенностями минерального состава вмещающих гранитоидов, в полевых шпатах которых Rb является более подвижным компонентом в отличие от даек порфиритов, обедненных этим элементом. Изохрона 2710 ± 70 млн лет, вероятнее всего, отражает время проявления процессов мигматизации, носивших полистадийный синкинематический характер. Поздние генерации мигматитов являются присдвиговыми тектонитами и обна-

Таблица 4.2. Расчет возраста и отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ по группам проб

Номер		мкг/г		$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Рассчитанные		СКВО
пробы	группы	Rb	Sr			возраст	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	
8/2		54,94	112,6	1,419	0,76098			
9/2	1	67,11	265,4	0,733	0,73188	2860±70	0,7018	1,1
10/1		3,267	60,89	0,155	0,70830		±0,0005	
2/3		45,76	283,3	0,460	0,72151			
4/1	2	114,0	281,6	1,176	0,74999	2710±70	0,7032	1,0
7/2		81,98	156,1	1,597	0,76275		±0,0009	
10/3		27,14	71,16	1,108	0,74640			
2/2		86,73	150,5	1,676	0,76359			
3		88,89	82,99	3,129	0,80654			
5	3	30,84	153,2	0,588	0,73222	2010±80	0,7162	2,8
6/1		80,78	147,2	1,597	0,76390		±0,0016	
8/1		87,18	111,2	2,286	0,78271			
2/1		187,6	204,3	2,678	0,78736			
6/2	4	110,9	83,67	3,876	0,82161	1870±90	0,7163	4,5
7/1		102,0	224,1	1,322	0,75200		±0,0027	

Примечание. Пробы отобраны по разрезу в районе пос. Великая Губа (см. рис. 4.15).



руживают признаки формирования в условиях левосторонних перемещений.

В интервале времени 2010–1870 млн лет архейские гранит-зеленокаменные образования испытали ремобилизацию, возможно, в две стадии, обозначив хорошо известный для Фенно-Карельской области этап свекофеннской тектонометаморфической переработки [Корреляция..., 1987; Кратц, 1963; Сыстра, 1991]. Породы с соответствующими изотопными возрастами, как правило, представлены тектонитами: бластомилонитами и катаклазитами, связанными с левосдвиговыми перемещениями. Эти дислокации обусловили процессы динамодиафтореза в породах фундамента и прогрессивные метаморфические преобразования в ятулийском чехле.

* * *

По набору структурно-кинематических парагенезов Центрально-Карельская зона во многом сходна с описанными в литературе зонами сдвиговых дислокаций, развитыми в породах метаморфического фундамента и чехла. К таковым относятся сдвиговые системы Арморикансого массива, Западной Мессеты в Марокко, Иберийской арки и многие другие [Choukroune et al., 1987; Jegouzo, 1980; Pique et al., 1980; Ponce de Leon, Choukroune, 1980]. Установленный факт синтетического и антитетического вращения сдвигов высокого порядка указывает на существенное отклонение модели развития данной зоны от ситуации простого сдвига. В целом Центрально-Карельская зона представляет собой транспрессионную структуру первого порядка, составленную из второстепенных сопряженных сдвиговых зон. Она обнаруживает признаки длительного формирования. Изотопное датирование (Rb-Sr изохронный метод) тектонитов данной зоны позволило выявить несколько этапов деформаций: 1) тектониты заключительных стадий ребольского цикла (левосдвиговая пластическая деформация на фоне процессов мигматизации) — 2710±70 млн лет; 2) присдвиговые бластомилониты и бластокатаклазиты свекофеннского цикла (левосдвиговая пластическая и хрупкопластическая деформация) — 2010±80 и 1870±90 млн лет; 3) позднесвекофеннские тектониты хрупкого разрушения (правосдвиговые дислокации) — не датированы.

Сдвиговые дислокации в пределах данной зоны начали проявляться в конце ребольского цикла. На этой стадии главными элементами тектонической делимости фундамента Карельского массива являлись зеленокаменные пояса и мигматит-гранитные купола, образующие реологически неоднородный «мегаконгломерат». Характер деформации такой среды определяется концентрацией напряжений на границах реологических разделов [Талицкий, 1998, 1999, 2002]. В этих условиях зеленокаменные пояса выступали в роли ослабленных зон, концентрирующих сдвиговые дислокации. Иерархический принцип развития деформаций [Талицкий, 1994, 1999, 2002] предполагает последовательное усложнение тектонической делимости и включение в процессы структурообразования новых уровней структурной организации деформируемой среды. Для Центрально-Карельской зоны это проявлялось в дифференциации ранних куполов на более мелкие линзовидно-купольные структуры и в формировании разновозрастных сдвиговых зон высокого порядка. При этом структурные элементы предыдущих этапов продолжали развиваться в новых системах структурообразования. В этом смысле многие структурные парагенезы Центрально-Карельской зоны являются суперпозиционными (развивающимися во времени (по: [Талицкий, 1994]).

Системы ребольских сдвиговых дислокаций в современной структуре часто имеют север–северо-восточное простирание. На них наложены более поздние, преимущественно свекофеннские, сдвиговые структуры северо-западной ориентировки. Отмечаются сдвиги, образующие на стереографической проекции пояс рассеивания между этими главными ориентировками (см. рис. 4.10, В). Эти особенности размещения сдвигов высокого порядка (C_1–C_3) позволяют предполагать, в качестве одного из вариантов, что их «рассеивание» в пределах сектора с угловой величиной порядка 60° было связано с вращением крупных сегментов Центрально-Карельской зоны. При этом ранние сдвиги C_1, испытав поворот на 60° по часовой стрелке, заняли север–северо-восточную позицию, а более поздние свекофеннские структуры C_3 в связи с завершением процессов мегаротации «застыли» вдоль главного сдвигогенерирующего северо-западного направления. Другой вариант предполагает стационарное положение разноориентированных сдвигов.

Структурные парагенезы палеопротерозойских комплексов позволяют выделить латерально-продольную зональность в пределах южной части Центрально-Карельской зоны (Сегозерский сегмент). Узко сжатая северо-западная часть Сегозерской структуры соответствует области транспрессии: интенсивного поперечного сплющивания и лате-

рально-продольного выжимания горных масс. Несколько южнее, в северной части Сегозерской системы дуплексов, соответствующей переходной области, отмечается комбинированная обстановка: крупномасштабные структуры здесь чаще отражают процессы латерально-продольного выжимания, а структурные парагенезы мезо-микроуровня имеют признаки формирования в условиях продольного тектонического нагнетания (см. рис. 4.9, Б). Южнее, вдоль северо-восточного крыла Сегозерской мульды, структурные ансамбли зоны сдвига надстраиваются системой латерально-продольного нагнетания, где широкое развитие получают горизонтальные и сопряженные складки, дуплексы сжатия и надвиги. Пологоскладчатый юго-западный сегмент Сегозерской мульды, по-видимому, соответствовал области относительной тектонической декомпрессии. Южнее оз. Сегозеро Центрально-Карельская зона сдвига испытывает веерообразную виргацию и диссипацию, разветвляясь на ряд сдвиговых зон высокого порядка, контролирующих размещение Онежской тектонической депрессии. Как будет показано ниже, рассмотренная зона и особенности ее продольной структурной зональности неразрывно связаны с Онежской палеопротерозойской впадиной.

В целом Центрально-Карельская зона представляет собой долгоживущую структуру. Совокупность кинематических данных, отражающих динамические процессы свекофеннского цикла, показана на геолого-структурной схеме (см. рис. 4.9, А). Большую часть периода своего развития зона характеризовалась левосдвиговыми перемещениями, и лишь в конце свекофеннского цикла проявились правосторонние дислокации. Отмеченные в ее пределах вариации режимов деформаций позволяют отнести ее к категории трансферов: синкинематических нарушений, компенсирующих локальные различия скоростей растяжения–сжатия в неоднородной деформационной области (по: [Тевелев, 2000, 2002]).

4.2.2. Кумсинская зона сдвига

Общие черты геологического строения

Кумсинская зона входит в систему сдвиговых дислокаций Центрально-Карельской зоны в области ее веерообразной виргации. Она прослеживается от г. Медвежьегорска в субширотном направлении до района оз. Кумчозеро на расстояние порядка 35 км (рис. 4.17). По направлению к юго-востоку от г. Медвежьегорска Кумсинская зона сливается со складчатыми структурами северо-восточного крыла Онежской мульды. Зона имеет общее синклинальное строение и известна в литературе под названием Кумсинской синклинали [Коросов, 1991; Кратц, 1963; Кратц, Лазарев, 1961; Рийконен, 1961]. В ее строении участвуют палеопротерозойские комплексы, представленные сумийским, сариолийским и ятулийским надгоризонтами. Сумийско-сариолийские образования слагают главную синклиналь, а залегающие выше со структурным несогласием ятулийские толщи составляют относительно мелкие синклинальные структуры, которые размещаются в бортах главной синформы диагонально к ее простиранию. С востока на запад зона постепенно расширяется от 5 до 10 км, что сопровождается увеличением степени дислоцированности слагающих ее пород. В кинематическом отношении Кумсинская зона сопряжена с Койкарско-Выгозерским сдвигом. По ряду структурных признаков рассматриваемая зона на некотором этапе линейно надстраивала юго-восточное окончание Центрально-Карельской зоны сдвига и имела северо-западное простирание. В результате правого смещения с амплитудой более 20 км вдоль Койкарско-Выгозерского сдвига данная структура обособилась в специфической пространственной позиции. При этом сдвиговое перемещение было сопряжено с поперечным выдвиганием Южно-Сегозерского блока, в результате чего Кумсинская зона оказалась зажатой между последним и расположенным с юга Уницким куполом (см. рис. 4.9, Б, 4.17).

В разрезе Кумсинская зона выглядит как сжатая и опрокинутая к югу синклиналь, осложненная дополнительной складчатостью, продольными и диагональными сдвигами высокого порядка. Северное крыло структуры имеет обычно крутое залегание, иногда запрокинуто к югу в результате взбрасывания гранитогнейсовой рамы. При этом южное крыло чаще характеризуется относительно пологими залеганиями слоев, осложненных субслойными надвиговыми перемещениями в южных румбах. Интенсивные деформации в пределах рассматриваемой структуры отмечаются в полосе, которая иногда размещается в приосевой части Кумсинской синклинали, но чаще прижимается к ее северному борту. Эта полоса имеет разрывно-складчатое антиклинальное строение. Она сложена сумийско-сариолийскими породами, пласты которых порой поставлены на голову и протыкаются диапироподобными мелкими куполами, ядра которых сложены неоар-

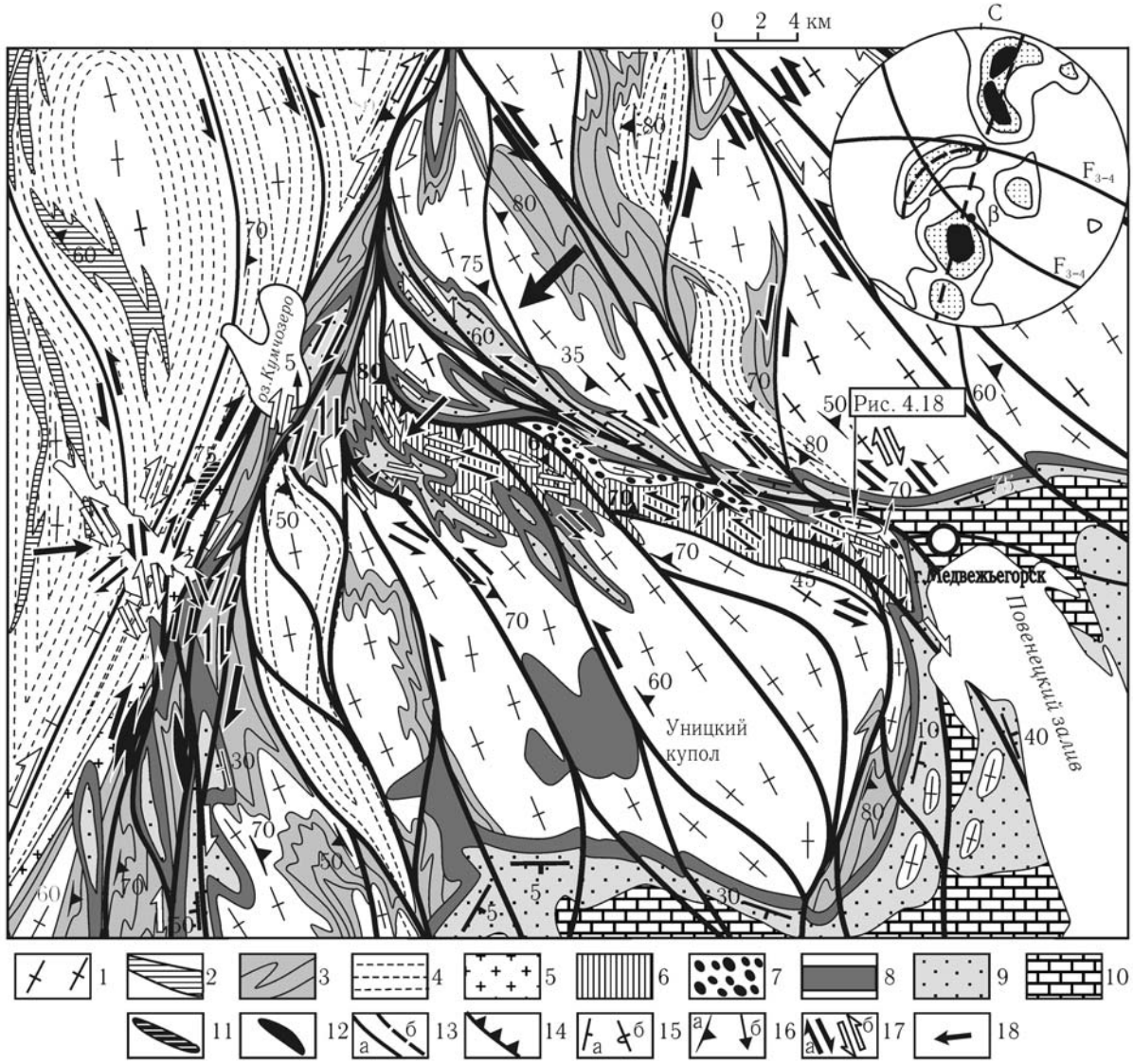


Рис. 4.17. Схема геологического строения Кумсинской зоны сдвига (составлено с использованием данных: [Войтович, 1971; Колодяжный, 1999б, 2002б; Коросов, 1991; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966])

1–5 — *неоархей:* 1 — гнейсограниты, 2 — гнейсы, 3 — лопийские зеленокаменные комплексы, 4 — мигматит-граниты, 5 — плагиомикроклиновые граниты; 6–12 — *палеопротерозой:* 6 — сумийские андезитобазальты, 7 — сариолийские конгломераты, 8 — нижнеятулийские кварцитопесчаники и базальтоиды, 9 — среднеятулийские базальтоиды и осадки, 10 — верхнеятулийские терригенно-карбонатные отложения, 11 — габбро-долериты, 12 — серпентинизированные ультрабазиты; 13, 14 — разрывные нарушения: 13 — сдвиги, взбросо-сдвиги достоверные (а) и предполагаемые (б), 14 — послойные срывы и надвиги; 15, 16 — элементы залегания: 15 — слоистость нормальная (а) и опрокинутая (б), 16 — сланцеватость (а) и линейность удлинения (б); 17 — направления сдвиговых перемещений свекофеннского этапа ранней (C_3) (а) и поздней (C_4) (б) стадий; 18 — реконструированные векторы перемещения крупных объемов горных масс.

Диаграмма — стереографическая проекция полюсов слоистости сумийско-ятулийских пород Кумсинской структуры (141 замер, изолинии: 1, 4, 8 %)

Буквенные обозначения (на диаграмме): F_{3-4} — осевые плоскости складок третьей–четвертой генерации, β — ось складчатости

хейскими гнейсогранитами [Коросов, 1991; Кратц, 1963; Колодяжный и др., 2000; Леонов и др., 1996, 2001]. Гранитоидные ядра куполов имеют в плане овальную форму: вдоль длинной оси их размер достигает 2–3 км при ширине в первые сотни метров. Купола образуют цепочки по простиранию зоны и почти во всех случаях обрамляются шлейфами элювиально-коллювиальных образований и полимиктовыми конгломератами сариолия. Данные грубообломочные породы часто образуют своеобразные

«шляпы», которые формировались синтектонически в процессе роста кристаллических выступов в сариолийское время (см. рис. 4.7, 4.5).

Радиоизотопные данные, полученные по образцам бластомилонитизированных гранитов купольных структур, дали следующие изотопные возрасты: K-Ar — 1830±10 млн лет; Rb-Sr — 1670±60 млн лет (см. ниже). Эти определения, наряду с анализом фациальных особенностей сариолийских отложений, а также структурных соотношений куполов такого типа с различными частями разрезов палеопротерозоя, позволяют допустить длительный период развития данных структур (сариолийское–свекофеннское время) [Колодяжный и др., 2000]. Это касается и ряда других куполов, развитых в обрамлении Онежской мульды, в частности, крупного Уницкого купола.

В пределах антиклинальной области и северного борта Кумсинской синклинали развиты зоны интенсивного рассланцевания и зеленосланцевого динамометаморфизма. Эти зоны имеют мощность до нескольких десятков метров и представляют собой взбросо-сдвиги и сдвиго-надвиги, пронизывающие всю призму отложений. В западной части зоны данные вязкие разрывы испытывают веерообразную виргацию и часто трансформируются в дугообразные надвиги, которые имеют юго-западную, либо северо-восточную вергентность (см. рис. 4.17). Вторичные преобразования палеопротерозойских пород в этом сегменте весьма существенны: помимо интенсивного динамометаморфизма, отмечается локальное развитие прожилков гранитоидов в сумийских вулканитах, а также появление крупных линз мигматизированных метабазитов, возраст которых проблематичен [Рийконен, 1961; Харитонов, 1966]. По направлению к востоку динамометаморфизм постепенно ослабевает, исчезают признаки анатексиса, но в зонах дислокаций проявляются признаки метасоматической альбитизации и биотитизации. Сариолийские конгломераты на всем протяжении рассматриваемых зон испытывают существенные деформации. Гальки в этих породах подвержены интенсивному сплющиванию и удлинению в вертикальном направлении. Объемные пластические деформации также нередко концентрируются в кристаллических ядрах куполов, что приводит к трансформации слагающих их гранитоидов в бластомилониты. В целом антиклинальная область внутренней части Кумсинской синклинали напоминает зону тектонического меланжа.

Антиклинальная область Кумсинской структуры обрамляется краевыми синклиналями высокого порядка, выполненными отложениями ятулия, которые залегают с угловым несогласием либо на отложениях сумия–сариолия, либо непосредственно на кристаллических породах фундамента. Ятулийские синклинали располагаются диагонально-кулисно относительно оси рассматриваемой зоны; вдоль ее северного борта эти складки имеют в плане левый рисунок и нередко сопряжены с косо секущими сдвигами (см. рис. 4.17). Анализ складчатости свидетельствует о наличии двух систем складок: запрокинутых к югу цилиндрических и конических структур, которые, вероятно, являются субсинхронными (см. рис. 4.17, стереограмма). Дополнительные складки образуют кулисные эшелоны с левосторонним характером размещения. Борта Кумсинской структуры пересекают левосдвиговые зоны северо-западного простирания. Они секут также расположенный южнее Уницкий купол и проникают в палеопротерозойские комплексы Онежской мульды (см. рис. 4.17). В пределах центральных частей Кумсинской зоны данные сдвиги преломляются и приспосабливаются к продольным нарушениям. Аналогичные соотношения этих сдвигов отмечены в области их сочленения с Койкарско-Выгозерской зоной, что позволяет рассматривать данную систему второстепенных нарушений как сопряженную с главными зонами сдвига.

Изучение структурно-кинематических парагенезов в пределах Кумсинской зоны показало наличие двух кинематически обособленных стадий деформации свекофеннского цикла: 1) ранних продольных левосдвиговых перемещений (C_3), связанных с этапом хрупкопластического течения; 2) более поздних пластически хрупких и хрупких деформаций, характеризующих в целом обстановку транспрессии–сплющивания (C_4). Совокупность кинематических данных показана на геолого-структурной схеме (см. рис. 4.17). Приведенные выше материалы изотопного датирования бластомилонитов характеризуют период проявления этих деформаций в интервале времени 1,83–1,67 млрд лет, что хорошо согласуется с известными датировками свекофеннских процессов данного района [Сыстра, 1991; Кратц, 1963; Харитонов, 1966]. Частные структурные парагенезы во многом сходны со структурными ансамблями Центрально-Карельской зоны, но имеется и ряд особенностей. Во-первых, здесь преобладает субвертикальная ориентировка линейности растяжения, которая представлена длинными осями деформированных галек конгломератов и миндалин вулканитов. Во-вторых, в зоне широко развиты структуры тангенциального сжа-

тия: диапироподобные купола вертикального выжимания [Леонов и др., 1996], взбросы и надвиги (со сдвиговой составляющей) южной вергентности. В-третьих, сопряженные сдвиги (C_4) левого и правого знаков в результате интенсивных деформаций приведены к одной плоскости, что свидетельствует об интенсивных процессах синтетического и антитетического вращения структур.

Петрографическая и геохронологическая характеристика тектонитов

С целью характеристики структурно-вещественных преобразований в тектонитах Кумсинской зоны были проведены структурно-петрографические исследования. Наблюдения проводились вдоль линии разреза, расположенного вдоль трассы Петрозаводск–Мурманск в 4 км к западу от г. Медвежьегорска. Данный разрез вскрывает ядро гранитоидного купола и обрамляющие его тектонизированные палеопротерозойские толщи [Леонов и др., 1996]. Вдоль дороги с севера на юг обнажаются следующие породы (рис. 4.18).

1. Среднезернистые граниты и гранодиориты с ксенолитами кварцевых диоритов. Гранитоиды пересекаются пегматитовыми жилами и дайками основного состава. Весь массив интенсивно раздроблен и пронизан веерообразной в разрезе системой зон скалывания, выполненных катаклазитами и бластомилонитами с многочисленными зеркалами скольжения. Обособлено не менее четырех систем зон скалывания (см. рис. 4.18, фрагмент 15). Их пересечение обусловливает развитие относительно мелкой ромбовидной отдельности. Эти блоки были подвержены сложным мозаичным перемещениям либо в качестве жестких и неделимых объемов (см. рис. 4.18, фрагменты 3 и 1), либо испытав при этом пластическую деформацию (см. рис. 4.18, фрагмент 2). У окончаний отдельных линз часто образуются хвостообразные тени давления хлорит-биотитового состава, ориентировка которых указывает на перемещение материала в субвертикальном направлении. В целом гранитоиды, образующие купол, представляют собой тектоническую брекчию.

2. С гранитоидами через маломощную зону гранитной дресвы (кора выветривания) по разрыву контактирует пласт глыбово-галечных конгломератов сариолия мощность 10 м. Обломки и глыбы имеют размер от 1 до 50 см и представлены гранитоидами, аналогичными рассмотренным выше. Сортировка и элементы внутренней стратификации отсутствуют. Крупные глыбы часто имеют форму ромбоэдров, морфологически сходных с элементами тектонической отдельности в гранитоидах ядерной части купола. Включения располагаются в интенсивно милонитизированном матриксе, первоначально представлявшем собой гранитный дресвяник.

3. Глыбовые образования с юга обрамляются относительно маломощной зоной альбит-биотитовых метасоматитов. Данные породы имеют перекрещенную метасоматическую структуру с взаимным прорастанием пластинок альбита и биотита. Эти соотношения осложнены развитием более поздней сланцеватости. Метасоматически измененные породы этого горизонта образуют хвостообразные затеки по трещинам в обрамляющие горизонты.

4. Южнее в опрокинутом залегании отмечается пачка переслаивания (4 м) зеленых сланцев и глыбово-галечных гранитных конгломератов сариолия, отличающихся от пород слоя 2 присутствием зеленосланцевого цементирующего матрикса.

5. Рассланцованные пудинговые полимиктовые метаконгломераты сариолия (более 40 м). Гальки представлены метаандезитами, кварцитами и гранитоидами, аналогичными архейским гранитам ядра купола. Большинство галек деформировано — они расплющены и вытянуты в субвертикальном направлении. При отсутствии деформаций устанавливается их округлая, хорошо окатанная форма, что наиболее характерно для галек гранитоидов. Фрагменты реликтовых минералов и структур в зеленосланцевом цементе указывают на его первично туффитовый или граувакковый состав.

6. К югу от данного обнажения развиты обширные выходы лавовых потоков андезитобазальтов сумия.

Постепенные переходы между выделенными разностями пород, идентичный состав гранитоидов в массиве и в гальках конгломератов, несмотря на тектонические срывы вдоль контактов, свидетельствуют о первичной стратиграфической последовательности упомянутых слоев. Конгломераты отлагались непосредственно на гранитоидах, представленных в ядре купола, и являются продуктами их размыва. Подобные соотношения описаны во многих местах Карельского массива, и конгломераты этого стратиграфического уровня всеми исследователями относятся к сариолию [Галдобина и др., 1974; Коросов, 1991; Кратц, 1963; Негруца, 1963].

Ниже будут рассмотрены петроструктурные особенности тектонитов в архейских гранитоидах и палеопротерозойских породах, представленных по линии разреза.

Тектониты в гранитоидах архейского фундамента. В пределах гранитоидного массива деформации проявлены неравномерно с наибольшей интенсивностью в зонах хрупкопластического скалывания. Минимально измененные породы представлены гранитами, гранодиоритами, пегматитами и кварцевыми диоритами с характерными магматическими структурами. В них отмечаются следы псевдоморфного замещения и разложения первичных минералов: бурый биотит замещается коричнево-зеленым; олигоклаз неравномерно соссю-

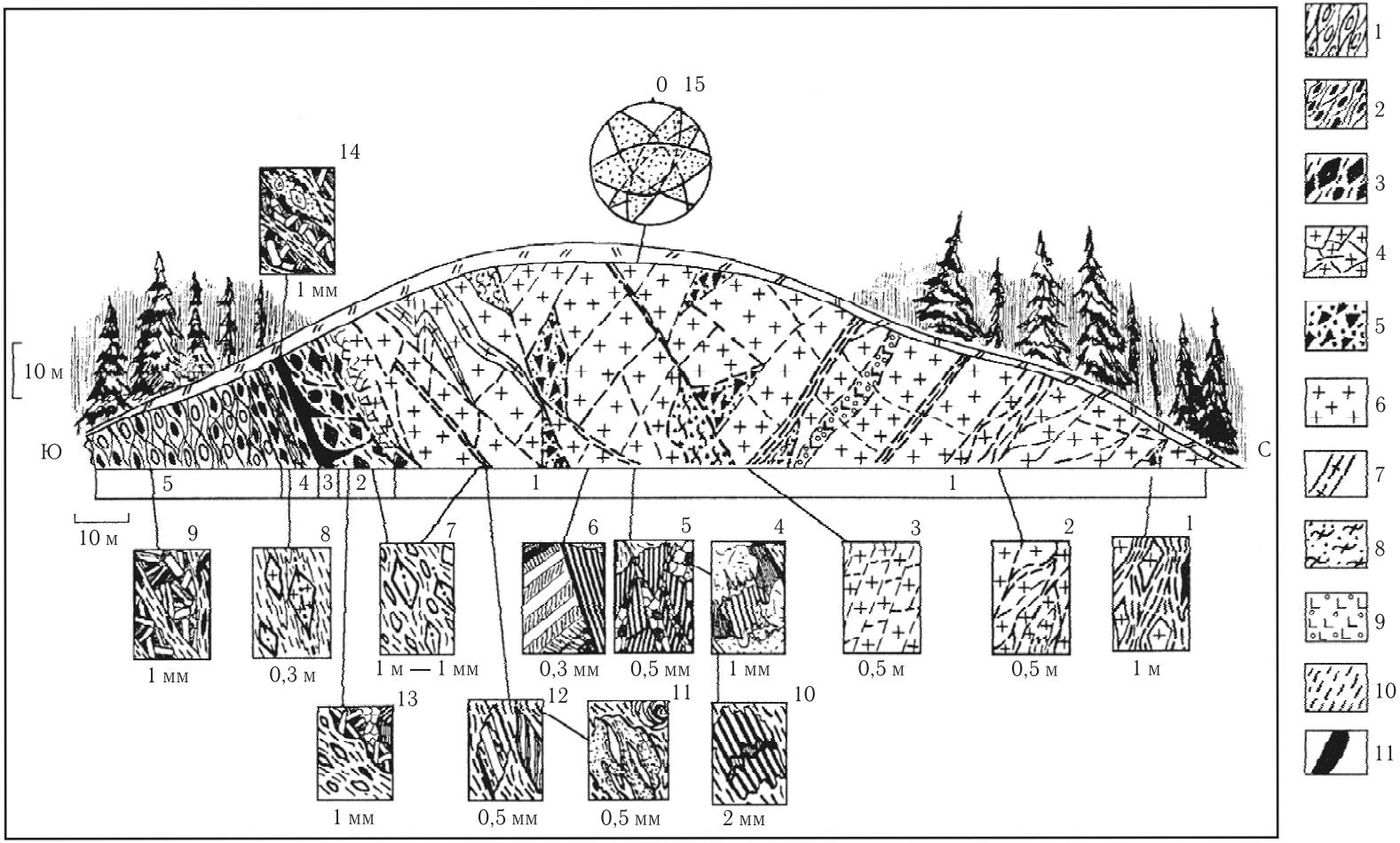


Рис. 4.18. Геологический разрез куполообразного выступа архейских гнейсогранитов в Кумсинской зоне дислокаций (местоположение разреза см. на рис. 4.17) (по: [Леонов и др., 1996])

1–4 — сариолийские образования: 1 — полимиктовые рассланцованные конгломераты, 2 — биотитовые стяжения в конгломератах, 3 — глыбовые гранитные конгломерто-брекчии, 4 — гранитный дресвяник; 5 — тектоническая брекчия; 6–9 — породы архейского фундамента: 6 — граниты и гранодиориты, 7 — пегматиты, 8 — включения кварцевых диоритов, 9 — дайки основного состава; 10 — зоны скалывания и бластомилонитизации; 11 — альбит-биотитовые метасоматиты. Пояснение врезок 1–15 см. в тексте

ритизирован и серицитизирован; зерна роговой обманки биотитизировны. В краевых частях массива зерна полевых шпатов альбитизированы с появлением перекрещенных метасоматических структур. Процессы замещения минералов редко доходят до конца, в результате чего широкое распространение получают метастабильные минеральные формы без признаков закономерной ориентировки.

На начальных стадиях формирования тектонитов в полевых шпатах появляются пятнистые и сетчатые участки серицитизации, подчеркивающие контуры зарождающихся изометричных зерен альбита. Часто наблюдаются постепенные переходы таких метастабильных форм в гранобластический серицит-альбитовый агрегат (см. рис. 4.18, фрагмент 5). В других случаях серицит, развиваясь по плагиоклазу, образует плоскопараллельные чешуйки вдоль плоскостей двойникования. В результате трансляционного скольжения вдоль этих плоскостей чешуйки приобретают единообразный наклон, образуя микроструктуры дифференциального скольжения (см. рис. 4.18, фрагменты 6 и 12). При интенсивном внутрикристаллическом скольжении происходит изменение формы кристаллов и смятие в мелкие складки антипертитовых и симплектитовых вростков (см. рис. 4.18, фрагмент 10). Часто наблюдаются следы структурированных процессов альбитизации калиевых полевых шпатов с развитием ориентированных вростков альбита (см. рис. 4.18, фрагмент 11). На границах деформируемых зерен нередко формируются стилолитообразные швы (см. рис. 4.18, фрагмент 4). Кристаллы биотита при деформации испытывают изгиб, скольжение по спайности и расчешуивание. В участках интенсивного скольжения зелено-коричневый биотит послойно замещается светлой слюдой и хлоритом.

При более интенсивной деформации в гранитоидах вдоль границ первично магматических зерен развиваются процессы бластеза, приводящие к появлению гранобластического агрегата альбит-кварцевого состава с чешуйками серицита и хлорита. Структурирование гранитоидов отражается в формировании ориентированных агрегатов: линзочек рекристаллизованного кварца, чешуек хлоритизированного биотита и порфирокласт полевого шпата. Накопление продуктов разложения первичных минералов гранитоидов в межзерновых пространствах приводит к ослаблению сил сцепления минеральных зерен. Значительно возрастает амплитуда перемещения на межзерновом уровне. Это приводит к милонитизации краевых частей зерен и сопровождается интенсивным синкинематическим бластезом. В результате формируются тонкие просечки бластомилонитов кварц-альбит-серицитового состава. Зонки бластомилонитов на ранних этапах развития имеют извилистые очертания и тонкими струйками оплетают объемы гранитной породы. С нарастанием интенсивности деформаций эти зонки расширяются, спрямляются и частично сливаются с внутризерновыми системами трансляций. Все это приводит к дезинтеграции гранитоидов на мономинеральные порфирокласты (Кв, Пшп), плавающие в бластомилонитовом матриксе (см. рис. 4.18, фрагменты 7, 12). Длинные оси деформированных порфирокласт всегда ориентированы в направлении хрупкопластического течения. Иногда отмечаются признаки вращения зерен, что приводит к появлению структур «снежного кома». Последовательное развитие этих процессов в зонах интенсивных деформаций приводит к полной трансформации гранитоидов в бластомилониты и вторичные динамосланцы.

Радиоизотопные данные, полученные В.И. Виноградовым и С.Ю. Колодяжным по образцам бластокатаклазированных гранитов, дали следующие абсолютные возрасты: K-Ar (по биотиту) — 1830±10 млн лет; Rb-Sr изохронный метод (по монофракциям полевого шпата и биотита бластокатаклазированных гранитоидов) — 1670±60 млн лет при $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0{,}777 \pm 0{,}01$. Высокие начальные отношения изотопов стронция свидетельствуют о том, что тектонической переработке были подвержены породы достаточно древней гранитизированной коры, по-видимому, неоархейского возраста. Полученные данные согласуются с геохронологическими датировками свекофеннских тектонитов Центрально-Карельской зоны (2010±80 млн лет, 1870±90 млн лет). Однако они показывают, что в Кумсинской зоне процессы деформации развивались с некоторым запаздыванием по отношению к Сегозерскому сегменту Центрально-Карельской зоны.

Тектониты в палеопротерозойских породах. В конгломератах сариолия стиль деформаций определяется прежде всего развитием сланцеватости. Плоскости сланцеватости образуют линзовидно-петельчатую систему. Сланцеватость обтекает гальки гранитоидов. Гальки вулканитов, напротив, пронизываются сланцеватостью и испытывают пластическую деформацию, трансформируясь в эллипсоиды с длинными осями, ориентированными по падению (реже по простиранию) суб-

вертикальной сланцеватости (см. рис. 4.18). Гальки и глыбы гранитов либо не несут признаков деформации, либо деформированы и изменены аналогично гранитам ядерной части купола. В последнем случае они имеют субвертикальную ориентировку в плоскости сланцеватости. Компетентные включения, как правило, окружены «тенями давления» биотит-хлоритового состава, ориентированными в соответствии с линейностью удлинения галек (см. рис. 4.18, фрагмент 8). В динамических убежищах такого типа были отмечены небольшие объемы криптокристаллических агрегатов эпидот-кварц-полевошпатового состава, напоминающих псевдотахилиты (ультрамилониты), которые формируются в условиях импульсной разрядки напряжений с участием процессов плавления. В целом для толщи конгломератов процессы хрупкопластической деформации носят объемный характер, охватывая весь видимый разрез.

В цементе конгломератов отмечаются реликты псаммитовой структуры. Ранние вторичные преобразования отражаются в процессах метасоматической альбитизации. При этом развиваются удлиненные пластинки альбита, составляющие перекрещенную метасоматическую структуру (см. рис. 4.18, фрагменты 9, 13). В зонах интенсивного рассланцевания подобные агрегаты испытывают вращение и внутреннюю переориентировку: появляются спиралевидно закрученные и плоскопараллельные нематобластовые структуры. В других случаях альбит перекристаллизован в изометричные полигональные зерна. Все это свидетельствует о более раннем проявлении процессов щелочного метасоматоза (альбитизации) по сравнению с процессами бластомилонитизации и рассланцевания. В связи с развитием наложенной сланцеватости туффитовый цемент конгломератов трансформируется в зеленые сланцы, сложенные хлоритом, эпидотом, актинолитом, биотитом и гранобластическим агрегатом альбит-кварцевого состава. Эти минералы составляют сланцеватую лепидобластовую структуру, на фоне которой развиты неориентированные порфиробласты зеленого биотита. В цементе конгломератов часто встречаются эллипсоидальные скопления биотита, обрастающие обломочные зерна и ориентированные по падению сланцеватости. Их размер по длинной оси достигает 5±7 см. Скопления биотита также отмечаются в «тенях давления» деформированных галек. По удалению от контакта с массивом гранитоидов деформации и вещественные преобразования в сариолийских конгломератах постепенно угасают.

Схема структурно-вещественной эволюции тектонитов. Импульс тектонической активности, по-видимому, имел место в сариолийское время, когда в результате активизации кристаллического фундамента имел место рост гранитоидного выступа, «прорывающего» толщу сумийских вулканитов. Апикальная часть этой куполообразной структуры, достигнув эрозионного среза, обособилась в качестве выступа, осложняющего локальную сумийско-сариолийскую впадину. При этом краевые части кристаллического поднятия испытывали тектоногенное разваливание, в результате чего у его подножия накапливались глыбовые коллювиальные отложения. Данные образования (горизонты 2–4) представляют собой конседиментационные тектониты, имеющие многие черты сходства с тектонограватационными микститами (по: [Леонов, 1980]). Вследствие угасания процессов активного роста внутрибассейнового выступа поднятие было подвержено размыву и перекрыто полимиктовыми конгломератами. Таким образом, над захороненным выступом сформировалась «шляпообразная» структура микститоподобных пород и перемытых конгломератов (см. рис. 4.7, 4.5). Аналогичного рода конседиментационные формы были выявлены в центральной и западной частях Кумсинской зоны.

В последующей истории структурно-вещественных преобразований отмечаются два последовательных этапа: 1) термально-метасоматический и 2) динамометаморфический. Первый этап наиболее полно проявлен в конгломератах сариолия при максимальной интенсивности процесса вдоль их контактов с гранитоидами фундамента. Он проходил в статической обстановке, в результате чего получили развитие неориентированные метасоматические структуры. Метасоматоз имел натровый профиль и был выражен преимущественно в процессах альбитизации. Наряду с альбитом, в состав метаморфических ассоциаций вошли биотит, актинолит, хлорит и эпидот. Время проявления и причины, обусловившие процессы локальных термально-метасоматических преобразований, во многом дискуссионны. В качестве одного из вариантов можно рассмотреть так называемый эффект цоколя (по: [Сомин, 1971; Сомин, Видяпин, 1987]). Суть данного феномена состоит в следующем. Сравнительно однородные гранитоиды являются существенно более теплопроводной субстанцией по сравнению со слоистым вулканогенно-осадочным чехлом, выполняющим роль теплового и флюидного «экрана». При небольшой интенсивности теплового потока замет-

но прогревается только основание чехла, где происходит сгущение геоизотерм и накопление флюидов. В результате вдоль границы фундамент–чехол формируется зона повышенного уровня термально-метасоматической переработки, являющаяся реологически ослабленной субстанцией и потенциальным аттрактором процессов пластического течения. Это подтверждается наблюдениями, показывающими широкое распространение динамометаморфических образований по породам коры выветривания кристаллического фундамента и нижним слоям чехла [Корякин, 1970].

Второй этап эволюции горных пород связан с динамометаморфическими свекофеннскими преобразованиями. Полученные радиоизотопные датировки (1830 и 1670 млн лет) отражают время формирования бластомилонитов в гранитоидах, динамосланцев в конгломератах, а в целом и всей купполообразной кристаллической структуры, испытавшей хрупкопластическое течение и выжимание в верхние структурные уровни. Приведенные выше описания тектонитов в гранитоидах отражают последовательные стадии их формирования: внутрикристаллическое трансляционное скольжение и разложение первичных минералов → сбрасывание продуктов распада в межзерновые пространства → → падение вязкости среды за счет ослабления связей зерен → межзерновое скольжение и милонитизация → объемное течение и формирование бластомилонитов. Эти преобразования, судя по структурным признакам, проходили синхронно с процессами рассланцевания и синкинематического зеленосланцевого метаморфизма в конгломератах. В целом структурные параметры тектонитов в шовной части Кумсинской зоны отражают процессы выдавливания горных масс в субвертикальном направлении. Об этом свидетельствуют крутые ориентировки линейности различного типа: минерально-агрегатной, удлинения галек, штрихов скольжения и «теней давления».

Рассмотренные структурно-вещественные преобразования отражают ряд факторов, способных приводить к локальному развитию метаморфических пород на границе кристаллического фундамента и чехла. Это, во-первых, термально-метасоматическое воздействие, связанное с экранирующим свойством чехла («эффект цоколя»). Во-вторых, динамический (структурный) фактор, обусловленный процессами концентрации напряжений вдоль границ реологически контрастных сред. При этом палеопротерозойские породы претерпевают структурно-метаморфические преобразования, трансформируются в тектониты и приобретают кристалличность и реологию, характерные для консолидированного корового слоя. Происходит наращивание метаморфического основания и, как следствие, смещение физической границы консолидированной коры вверх по разрезу. Эти явления отражают начальную стадию процесса формирования новообразованного гранитно-метаморфического слоя и могут рассматриваться в едином ряду с процессами, составляющими суть феномена внутриплитной аккреции.

* * *

В целом Кумсинская структура может быть охарактеризована как зона сплющивания, сформировавшаяся в конце свекофеннского цикла в условиях тангенциального сжатия палеопротерозойских толщ между кристаллическими массивами Южно-Сегозерского блока, испытавшего поперечное выдвигание к юго-западу, и Уницкого купола. На ранних стадиях свекофеннского цикла данная зона представляла собой юго-восточное окончание Центрально-Карельской зоны сдвига и развивалась в сходных с ней условиях объемных левосдвиговых перемещений. Кумсинская зона и смежные с ней области куполообразных структур фундамента, расположенные между Сегозерской и Онежской мульдами, представляют собой сегмент интенсивного тектонического нагнетания, выдавливания и воздымания горных масс. Данный сегмент в основном оформился в свекофеннское время, а на более ранних стадиях (в ятулии), при наличии признаков его зарождения, существовал единый Сегозерско-Онежский бассейн осадконакопления [Макарихин и др., 1995].

В пределах Кумсинской зоны были выявлены палеопротерозойские тектониты, связанные с двумя главными стадиями тектогенеза. Наиболее ранние из них представлены микститоподобными образованиями сариолия, формировавшимися в условиях конседиментационного роста куполообразных структур. Данные проявления связаны с селецким тектоническим циклом. Более поздние тектониты соответствуют периоду свекофеннской тектонометаморфической ремобилизации. Полученные для них изотопные возрасты (1830 и 1670 млн лет) позволяют полагать, что процессы деформации в Кумсинской зоне развивались с некоторым запаздыванием по отношению к Сегозерскому сегменту Центрально-Карельской зоны.

4.2.3. Койкарско-Выгозерская зона сдвига

Общие черты геологического строения

Койкарско-Выгозерская (Койкарская) зона издавна привлекала внимание геологов в связи с рудоносностью кварцевых конгломератов и мафитовых интрузий ятулийского возраста. Она рассматривалась в качестве составного элемента Онежско-Сегозерской системы дислокаций [Войтович, 1971; Кратц, 1963; Новикова, Чехмачев, 1967; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966]. Данная зона нарушений имеет в целом крутое залегание и субмеридиональное простирание; прослеживается вдоль границы Центрально-Карельского и Водлозерского доменов на протяжении более 400 км при ширине от 4 до 10 км (см. рис. 4.1). Она пересекает, либо плавно вливается в сопряженные с ней сдвиговые системы северо-западного простирания (Центрально-Карельская и Восточно-Карельская зоны).

Ниже будет рассмотрено строение южного Койкарского сегмента данной зоны, расположенного южнее оз. Сегозеро (рис. 4.19). В этой области развиты неоархейские гранит-зеленокаменные ассоциации (фундамент), а также вулканогенно-осадочные породы палеопротерозоя (условно, чехол). Все вещественные комплексы пронизаны линзовидно-петельчатой системой крутопадающих и пологих разрывов (зон рассланцевания и бластомилонитизации), вдоль которых отмечается тектоническое перемешивание линз разновозрастных образований. В целом зона наследует простирание лопийского зеленокаменного пояса. Структурный облик Койкарской зоны многие исследователи объясняли глыбовыми перемещениями архейского фундамента, либо магматогенными причинами, которые привели к формированию грабен-синклиналей и локальных дислокаций, осложняющих в целом полого залегающие породы протерозойского чехла [Кратц, 1963; Новикова, Чехмачев, 1967]. В.С. Войтовичем было обосновано широкое развитие пликативных деформаций чехольного комплекса, связанных со взбросовыми и взбросо-сдвиговыми перемещениями [Войтович, 1971]. Последующими структурными работами в Онежско-Сегозерском районе было выявлено три этапа деформаций ребольского цикла и от четырех до шести этапов тектонической подвижности в палеопротерозое [Миллер, 1988; Сыстра, 1991].

Койкарская зона в плане имеет линейный линзовидно-петельчатый облик, ее структурный рисунок сопоставим с категорией сдвиговых структур миндалевидной виргации (по: [Лукьянов, 1991; Расцветаев, 1987]). Разновозрастные комплексы пород в пределах зоны в значительной степени линеаризованы, но при этом сохраняются элементы кулисного и диагонально-асимметричного расположения линзовидных тел, складчатых структур и вязких разрывов высокого порядка (см. рис. 4.19). Тектонические линзы, образующие закономерные системы сдвиговых дуплексов, часто имеют сигмоидальную форму и ограничены вязкими нарушениями. Гнейсовидность и сланцеватость в пределах линз субконформна их ограничению. Палеопротерозойские вулканогенно-осадочные образования в северной части зоны образуют диагональные и конформные к простиранию зоны узко сжатые синклинали. В южной части зоны складки в породах чехла выполаживаются, а средние углы падения слоистости составляют 15–20°. Протерозойские породы образуют здесь кулисную систему брахиподобных антиклиналей, в ядрах которых обнажаются лопийские зеленокаменные породы и гранитогнейсы неоархея (см. рис. 4.19). Выходы архейских образований в этих структурах было принято рассматривать как глыбово-блоковые выступы фундамента [Робонен, Рыбаков, 1978; Светова, 1978; Сыстра, 1991]. Однако данные структурные формы обладают пликативной морфологией и представляют собой купольно-сдвиговые структуры [Колодяжный, 1999б]. Центральную позицию среди этих структур занимает Койкарский куполообразный выступ, в пределах которого были проведены детальные структурно-кинематические исследования (рис. 4.20).

Тектоническое строение Койкарской купольно-сдвиговой структуры

В ядре Койкарской купольно-сдвиговой структуры выходят лопийские зеленокаменные образования и перекрывающие их со структурно-метаморфическим несогласием палеопротерозойские породы сумийского и сариолийского надгоризонтов. На всех этих комплексах с угловым несогласием залегают ятулийские вулканогенно-осадочные образования, образующие крылья структуры и округлую периклиналь, подчеркивающую крутое (45°) погружение кристаллического выступа к северу (см. рис. 4.20).

В стратиграфическом разрезе лопийских образований принято выделять следующие толщи (снизу вверх): 1) коматииты, базальты, часто с подушечными и миндалекаменными текстурами, туфы ос-

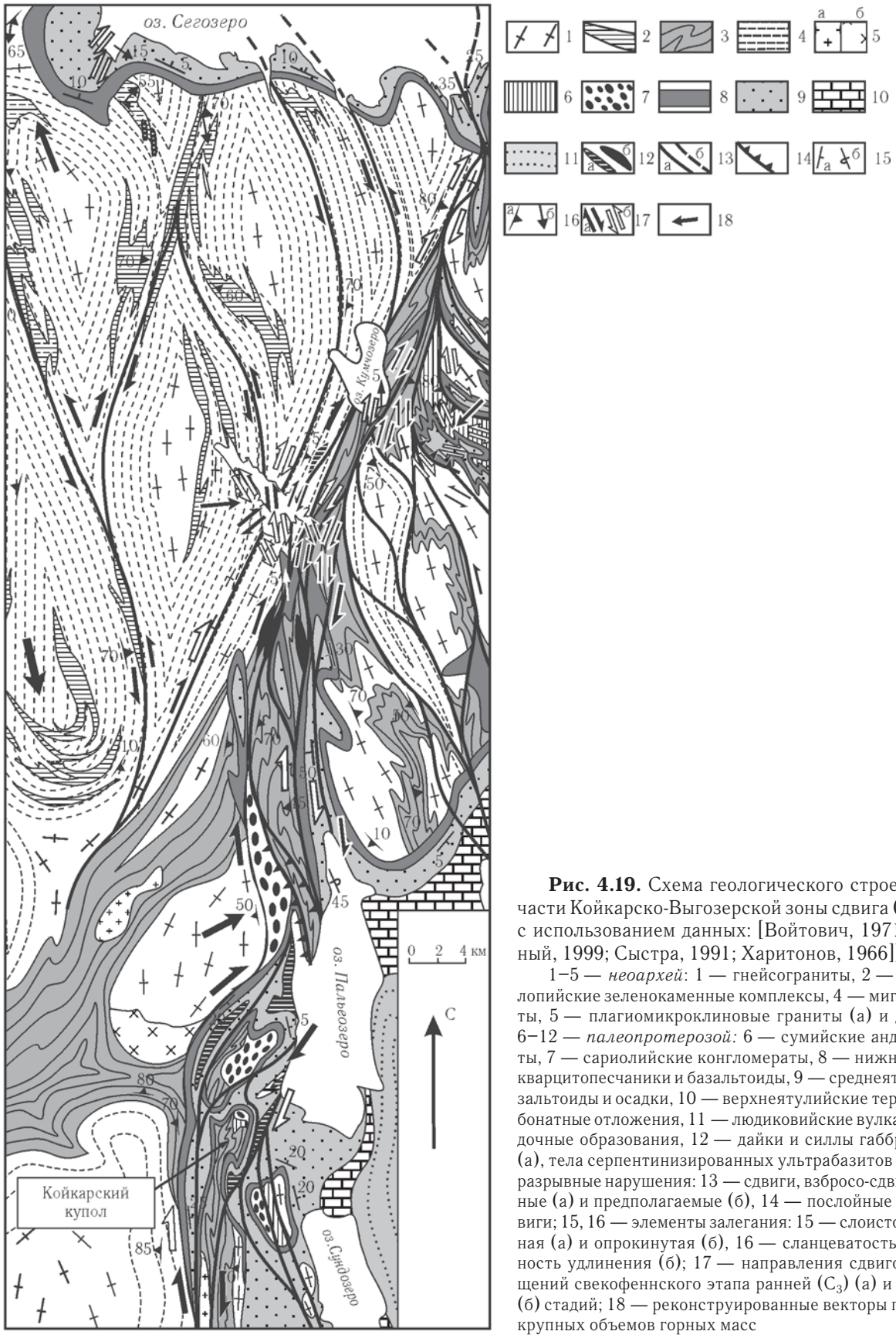


Рис. 4.19. Схема геологического строения южной части Койкарско-Выгозерской зоны сдвига (составлено с использованием данных: [Войтович, 1971; Колодяжный, 1999; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966])

1–5 — *неоархей*: 1 — гнейсограниты, 2 — гнейсы, 3 — лопийские зеленокаменные комплексы, 4 — мигматит-граниты, 5 — плагиомикроклиновые граниты (а) и диориты (б); 6–12 — *палеопротерозой:* 6 — сумийские андезитобазальты, 7 — сариолийские конгломераты, 8 — нижнеятулийские кварцитопесчаники и базальтоиды, 9 — среднеятулийские базальтоиды и осадки, 10 — верхнеятулийские терригенно-карбонатные отложения, 11 — людиковийские вулканогенно-осадочные образования, 12 — дайки и силлы габбро-долеритов (а), тела серпентинизированных ультрабазитов (б); 13, 14 — разрывные нарушения: 13 — сдвиги, взбросо-сдвиги достоверные (а) и предполагаемые (б), 14 — послойные срывы и надвиги; 15, 16 — элементы залегания: 15 — слоистость нормальная (а) и опрокинутая (б), 16 — сланцеватость (а) и линейность удлинения (б); 17 — направления сдвиговых перемещений свекофеннского этапа ранней ($С_3$) (а) и поздней ($С_4$) (б) стадий; 18 — реконструированные векторы перемещения крупных объемов горных масс

новного состава (более 500 м); 2) полимиктовые конгломераты, андезиты, туфы андезитов (около 100 м); 3) туфы различной размерности андезито-дацитового состава (около 200 м); 4) тонкое переслаивание графитоидных сланцев, песчаников, силицитов с горизонтами кислых туфов и доломитов (более 300 м) [Миллер, 1988; Робонен, Рыбаков, 1978; Светова, 1978]. Осадочно-вулканогенные породы прорваны субвулканическими телами габбро-диабазов и дацитов. Весь комплекс лопийских пород интенсивно дислоцирован и рассланцован в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Слоистость и сланцеватость обычно конформны и имеют крутое залегание.

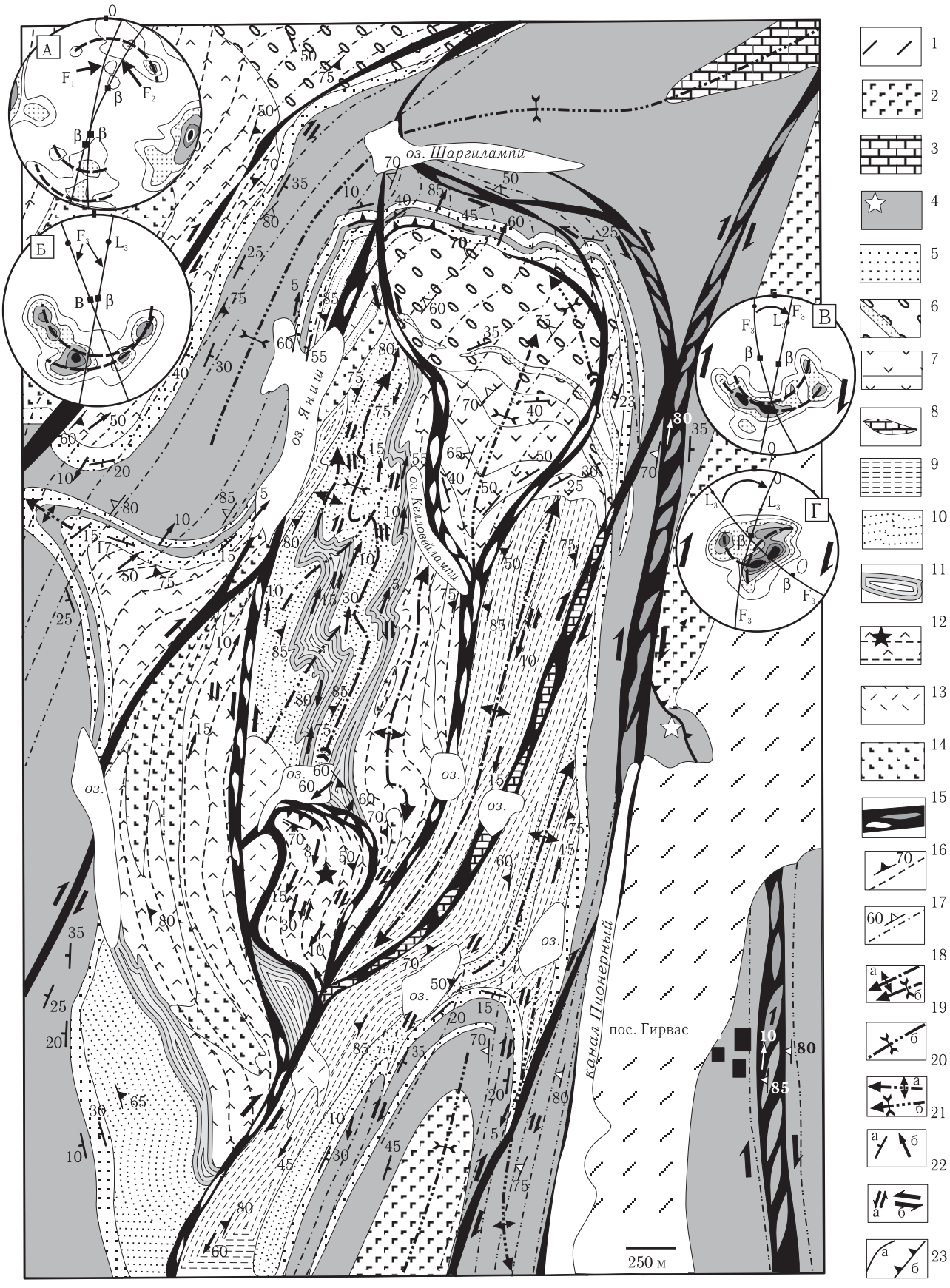
В северо-восточной части Койкарского купола лопийские образования с резким угловым и структурно-метаморфическим несогласием перекрываются андезитобазальтовыми лавами сумийского надгоризонта. На породах сумия с угловым несогласием порядка 10° залегают глыбовые (микститоподобные) образования и полимиктовые конгломераты сариолия с вулканомиктовым цементом. В конгломератах отсутствует четкая слоистость и сортировка обломков, представленных угловатыми глыбами гранитогнейсов, мигматит-гранитов и подстилающих лопийских и сумийских пород. В нижней части разреза отмечен горизонт аркозовых песчаников мощностью 5–9 м. Сумийско-сариолийские породы метаморфизованы весьма слабо и лишь по отдельным зонам рассланцованы и превращены в зеленые сланцы.

Породы ятулийского надгоризонта залегают с резким угловым несогласием на сумийско-сариолийских, либо непосредственно на лопийских образованиях. В основании разреза отмечается базальный горизонт кварцевых конгломератов и гравелитов (мощность 15–40 м). Выше залегает толща базальтов (100–150 м), испытавших слабые зеленокаменные и краснокаменные (гематитизация пустот) преобразования. В нижней части разреза этой толщи отмечается горизонт кварцевых гравелитов и косослоистых песчаников; в верхней — развит силл габбро-диабазов. Базальты с несогласием перекрываются карбонатно-терригенными породами верхнего ятулия, развитыми в северо-восточной части района. Данные образования в целом залегают полого и образуют чехол. В ятулийских осадках отмечены признаки проявления конседиментационных складчато-разрывных структур, среди лавовых полей базальтов выявлены реликты вулканической постройки трещинного типа, что свидетельствует об активном тектоническом режиме данной области в ятулийское время [Войтович, 1971; Светов, 1979].

В пределах Койкарского купола можно выделить три основных структурно-вещественных комплекса: 1) фундамент, сложенный лопийскими породами; 2) сумийско-сариолийские образования локальных грабенообразных впадин (промежуточный комплекс); 3) ятулийские вулканогенно-осадочные породы чехла. В каждом из этих комплексов изучались структурно-кинематические парагенезы, после чего проводилась их корреляция. В целом было выявлено три главных структурно-кинематических парагенеза, из которых первый проявлен только в лопийских породах фундамента, а последний является единым (сквозным) для всех комплексов [Колодяжный, 1999б].

Структурно-кинематические парагенезы фундамента. Лопийский комплекс в ядре Койкарского купола имеет складчато-линзовую структуру, состоящую из разноранговых тектонических линз, внутри которых отмечаются фрагменты линейных складок F_1, осложненных асимметричными складками F_2 [Миллер, 1988] (см. рис. 4.20). Ранние складки F_1 представляют собой сильно сжатые изоклинальные структуры субмеридионального (ССВ 10°) простирания. Параллельно их осевым поверхностям развита субслойная сланцеватость S_1. В ее плоскости развиты будинаж-структуры, минеральная линейность и линейность удлинения деформированных включений (гальки, миндалины, лавовые подушки). Композиционная сланцеватость и минерально-агрегатная линейность сформированы серицитом, хлоритом, клиноцоизитом, актинолитом, альбитом и кварцем, что свидетельствует о формировании этих структур в условиях мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

Статистическая обработка замеров ориентировки сланцеватости на стереографической проекции позволяет выделить два основных поля концентрации полюсов S_1 (в восточном и западном сегментах сетки) с распределением точек по дуге большого круга (см. рис. 4.20, А). Это характеризует складки F_1 как цилиндрические структуры. В северном и южном сегментах проекции отмечаются поля с рассеиванием полюсов по дугам малых кругов с субвертикальными центрами вращения (оси складчатости β), локализованными в единой плоскости. Такой структурный узор позволяет реконструировать единую плоскость наложенной складчатости F_2 (простирание ССВ 20°). Он также свидетельствует о том, что складки второй генерации имеют коническую морфологию и образуют сопряженную


оз. Шаргилампи
оз. Яниш
оз. Келловейлампи
канал Пионерный
пос. Гирвас
250 м
А
Б
В
Г

←

Рис. 4.20. Схема геологического строения Койкарской купольно-сдвиговой структуры (составлено с использованием материалов: [Войтович, 1971; Миллер, 1988; Светова, 1978; Сыстра, 1991])

1 — четвертичные отложения; 2–5 — ятулий (PR_1): 2 — силл габбро-диабазов, 3 — карбонатно-терригенные породы, 4 — базальты (звездочка — вулканическая постройка), 5 — кварцевые конгломераты и песчаники; 6 — сариолийские полимиктовые конгломераты с маркирующим горизонтом песчаников (PR_1); 7 — сумийские андезитобазальты (PR_1); 8–14 — лопийские образования (AR_2): 8 — доломиты, 9 — графитистые сланцы, песчаники, силициты, 10 — сланцы по туфам андезитов и дацитов, 11 — полимиктовые конгломераты, андезиты, туфы, 12 — коматииты, базальты и их туфы (звездочка — Койкарский вулкан), 13 — дациты, 14 — габбро-диабазы; 15 — сдвиговые зоны рассланцевания с линзами различных пород; 16, 17 — элементы залегания сланцеватости (16) и кливажа скалывания (17); 18–20 — простирания осевых поверхностей складок F_1 (18), F_2 (19) и F_3 (20): а — антиклиналей, б — синклиналей; 21 — элементы залегания слоистости (а) и линейности удлинения (б); 22 — направления перемещений вдоль сдвиговых зон мезо-микроуровня (а) и макроуровня (б); 23 — геологические границы (а) и надвиги (б)

А–Г — стереографические равноплощадные проекции на нижнюю планисферу полюсов сланцеватости и слоистости: А — сланцеватость лопийских пород (128 замеров, изолинии: 3, 5, 10, 18, 20 %), Б — слоистость сумийских пород (48 замеров, изолинии: 2, 4, 6, 10, 15 %), В — слоистость сариолийских пород (46 замеров, изолинии: 1, 5, 12, 15 %), Г — слоистость ятулийских пород (143 замера, изолинии: 12, 5, 7, 10, 15 %)

Буквенные обозначения: F_1, F_2 и F_3 — осевые плоскости складок первой, второй и третьей генерации, L — их геометрические шарниры, β — ось складчатости

систему. Это подтверждается и наблюдениями за мелкими складками этой генерации. В западном борту оз. Келловейлампи, в скальном обнажении, представленном в трех срезах, были выявлены асимметричные складки течения F_2 левого рисунка в плане (рис. 4.21, А, Б). Шарниры складок погружаются к северу (верхняя часть обнажения) и к югу (нижняя часть), а в целом они составляют сопряженную систему складок, интерференция которых приводит к формированию колчановидных складчатых структур; оси последних параллельны линейности удлинения.

Шарниры мелких складок F_2 имеют различный наклон к горизонту и на стереографической проекции рассеиваются вдоль плоскости, поверхность которой повернута против часовой стрелки на 10° по отношению к полученной геометрически осевой плоскости складок второй генерации (см. рис. 4.21, В; 4.20, А). Этот факт объясняется более интенсивным вращением мелких структурных форм по отношению к крупным в поле объемных левосдвиговых перемещений. Крупные складчатые структуры F_2 имеют левый рисунок и расположены диагонально кулисно, отражая левосдвиговый характер перемещений (см. рис. 4.20).

Со складками второй генерации связаны разнообразные мезо- и микроструктурные формы: поверхности делимости различного генезиса, зонки сдвига высокого порядка, структуры вращения и кинк-зоны. Они хорошо обособлены в относительно слабо деформированных породах; с нарастанием деформаций происходит их полная линеаризация и слияние в одну плоскость, близкую к поверхности S_1. Наиболее полные структурно-кинематические парагенезы второй генерации были отмечены в слабо тектонизированных шаровых базальтах в районе лопийской вулканической постройки (Койкарский вулкан) (см. рис. 4.20). В одном случае был выявлен маломощный лавовый поток шаровых базальтов с деформированными подушками, длинные оси которых ориентированы полого и диагонально к простиранию слоя, образуя линейность удлинения L (рис. 4.22, А). Параллельно удлинению подушек развита слабоминерализованная сланцеватость S_2, которая, проникая за пределы лавового потока во вмещающие сланцы, испытывает загиб против часовой стрелки и сливается с композиционной сланцеватостью S_1, имеющей субпослойную ориентировку. Линейность удлинения подушек также испытывает вращение от диагонального к конформному положению по мере приближения к контактам потока. Вдоль последних развиты бластомилонитовые зонки срыва (C_2). Во вмещающих туфосланцах и базальтах развиты диагональные вторичные сдвиговые зонки Риделя (R_2) с левосдвиговыми смещениями и морфологией кренуляционного кливажа (см. рис. 4.22, А). В целом, рассмотренная совокупность линейно-плоскостных элементов образует левосдвиговый кинематический парагенез, построенный по типу C-S-структур. Эта структурная ассоциация может быть дополнена диагональными асимметричными складками течения F_2, располагающимися кулисно по отношению к плоскостям главного сдвига C_2, что было отмечено в близлежащих выходах сланцев (рис. 4.22, В). В схематизированном виде парагенез структур второй генерации изображен на рисунке 4.22, Б.

В рассмотренных обнажениях были отмечены элементы структурно-кинематического парагенеза третьей генерации с правосдвиговой кинематикой (см. рис. 4.22, А, В). К таковым относятся наложенные разреженные сколовые зонки сдвига R_3, тре-

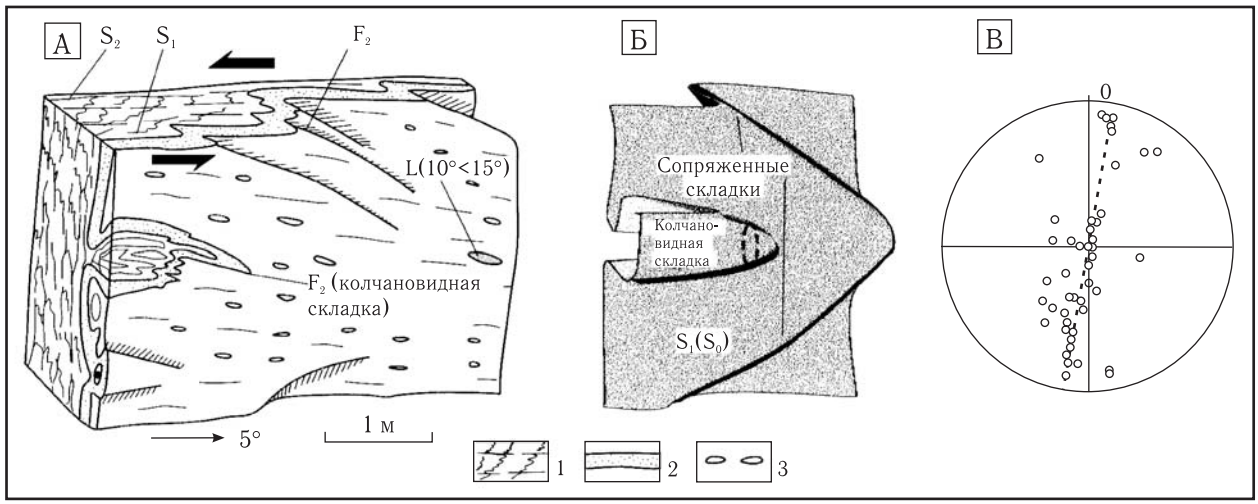


Рис. 4.21. Система сопряженных и колчановидных складок F_2 в сланцах лопия

А — реконструкция обнажения в виде блок-диаграммы. Б — объемная реконструкция складок по поверхности сланцеватости S_1. В — стереографическая проекция ориентировки шарниров складок F_2 (нижняя планисфера)

1 — апотуфовые сланцы; 2 — силициты; 3 — минерально-агрегатная линейность

Буквенные обозначения: S_0 — слоистость, S_1 — сланцеватость, S_2 — кливаж скалывания, F_2 — складки второй генерации, L — линейность удлинения

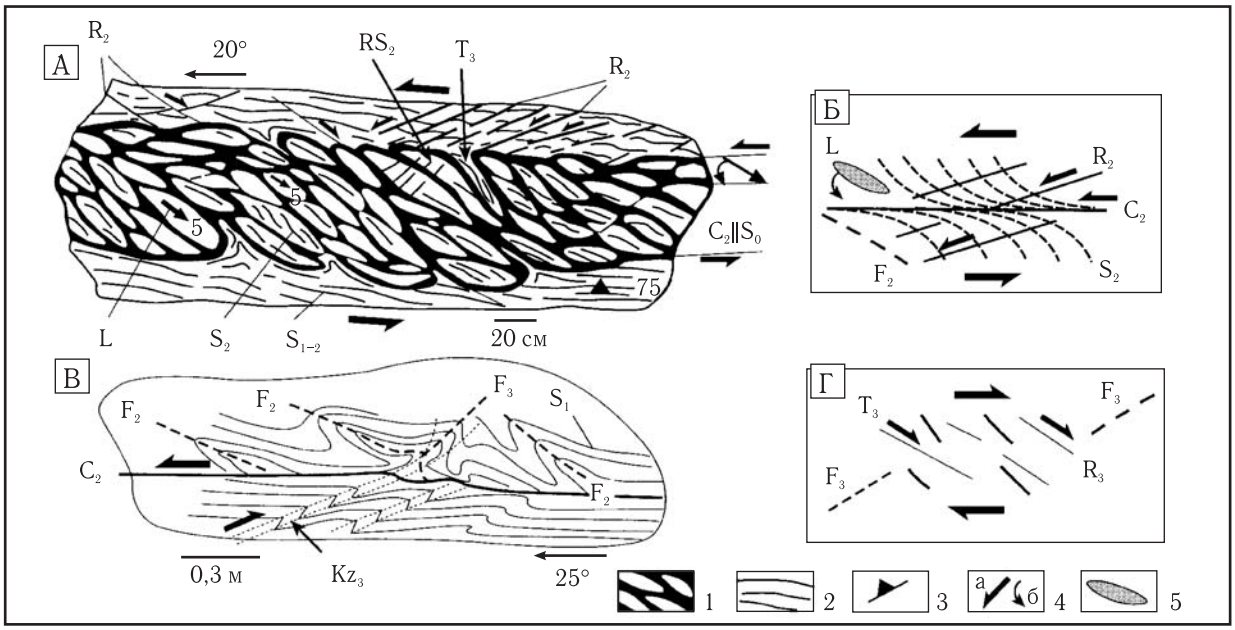


Рис. 4.22. Сочетание структурных парагенезов второй и третьей генераций в лопийских породах

А, В — зарисовки обнажений в плане. Б, Г — схемы соотношений структур в парагенезах второй (Б) и третьей (Г) генераций

1 — деформированные шаровые базальты; 2 — апотуфовые сланцы; 3 — ориентировка сланцеватости; 4 — направления сдвиговых смещений (а) и вращения структур (б); 5 — линейность удлинения

Буквенные обозначения: S_0 — слоистость, S_1 — сланцеватость, S_2 — сланцеватость — кливаж скалывания, F_2–F_3 — складки второй и третьей генераций, C_2 — главные зоны сдвига, R_2, R_3 — вторичные зонки сдвига Риделя (кренуляционный кливаж) второй и третьей генераций, T — трещины отрыва, RS-структуры вращения, Kz — кинк-зоны, L — линейность удлинения

щины отрыва и отслаивания T_3, а также кинк-зоны и асимметричные складки F_3, секущие и сминающие сдвиги и складки второй генерации. Эти структуры формировались в условиях хрупкопластических деформаций. Зонки отслаивания и хрупкого отрыва в базальтах часто сопровождаются пластич-

ным затеканием вмещающих сланцев, кинк-зоны сколовой природы по простиранию нередко трансформируются в складки течения (см. рис. 4.22, А, В). Эта ассоциация структур может рассматриваться как начальная стадия развития объемных правосдвиговых перемещений, предшествующая формированию главных плоскостей сдвига С (см. рис. 4.22, Г).

Полно развитые и совершенные структурно-кинематические парагенезы третьей генерации весьма распространены и развиваются в значительной мере унаследовано по более ранним плоскостным структурам (рис. 4.23, А). При этом вдоль плоскостей ранних левых сдвигов C_2 направления перемещений полярно меняются: структуры преобразуются в правые сдвиги C_3. Это подчеркивается присдвиговым подворотом вторичных сдвиговых зонок (кренуляционного кливажа) R_2 и правосдвиговыми складками течения F_3, развитыми вдоль плоскостей сдвига. Характерно также развитие сигмоидальных структур вращения (RS_3) мелких будин по часовой стрелке (см. рис. 4.23, А). Вдоль поверхностей R_2, судя по сигмоидальным загибам сланцеватости, отмечаются левосдвиговые перемещения, отражающие кинематику структур второй генерации (см. рис. 4.23, А, Б). Поверхности R_2 часто подновляются конформными, но иногда секущими их зонками (кливаж, сколы) с левосдвиговыми перемещениями (см. рис. 4.23, А). Эти структуры, по-видимому, представляют собой унаследовано развивающиеся антитетические микросдвиги третьей генерации, смещения вдоль которых связаны с вращением межсдвиговых литонов по часовой стрелке (структура типа «домино»). В структурном парагенезе третьей генерации они занимают позицию кливажа-сланцеватости S_3 (см. рис. 4.23, В).

Рассмотренная выше структурная ситуация является характерной. Статистическая обработка замеров ориентировки главных (С) и вторичных (R, S) сдвиговых зонок отражена на диаграмме. На ней показана смена в кинематике сдвигов второй и третьей генераций, а также отмечен факт вращения по часовой стрелке плоскостей R_2 и S_3 в процессе поздних правосдвиговых перемещений C_3 (см. рис. 4.23, Г).

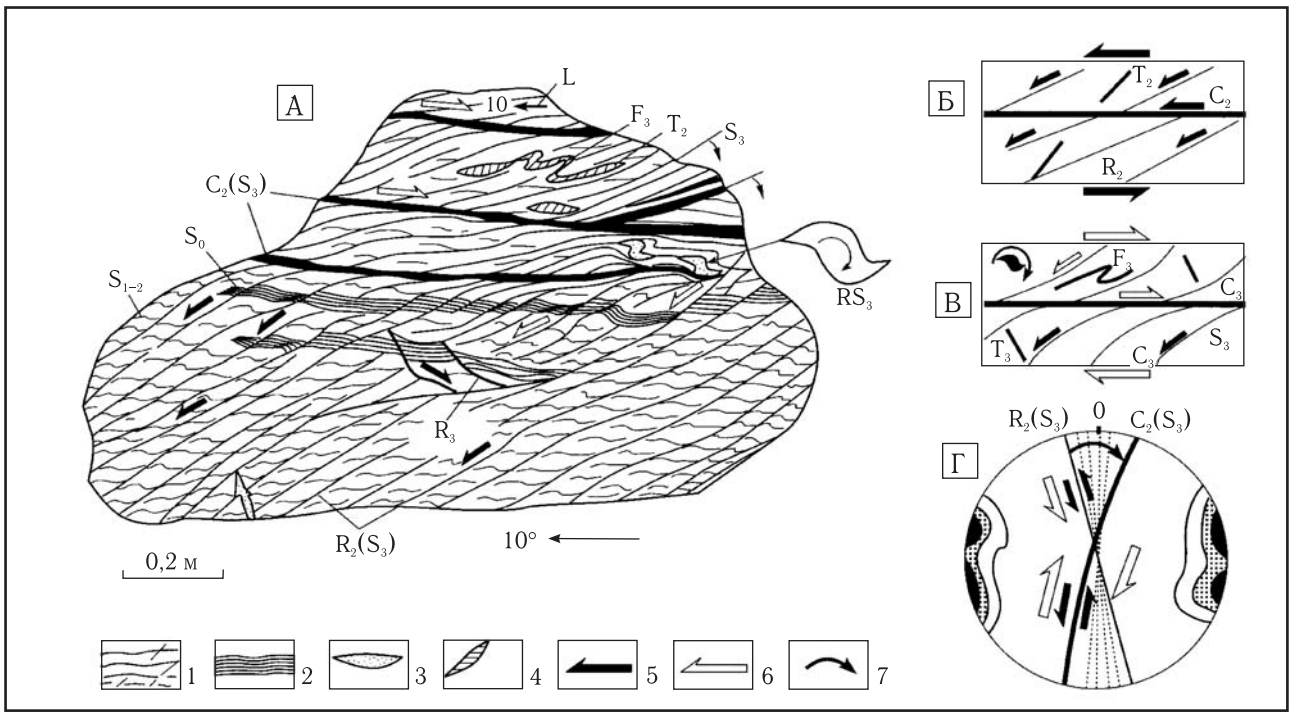


Рис. 4.23. Унаследованное развитие структур третьей генерации по структурам второго этапа деформации в сланцах лопия

А — вид обнажения в плане. Б, В — схемы соотношений структур в парагенезах второй (Б) и третьей (В) генераций. Г — стереографическая проекция на нижнюю планисферу полюсов главных (C_2–C_3) и вторичных (R_2–S_3) сдвиговых зонок (32 замера, изолинии: 6, 10, 28 %)

1, 2 — сланцы: апотуфовые (1) и графитистые (2); 3 — силициты; 4 — жилы кварца; 5, 6 — направления сдвиговых смещений второго (5) и третьего (6) этапов деформации; 7 — направления вращения структур

Пояснение буквенных обозначений см. на рис. 4.22

Результатом такого вращения является переориентировка структур в одну плоскость.

Структуры третьей генерации часто осложнены наложенными на них сдвиговыми пликативно-дизъюнктивными формами, имеющими аналогичную кинематику и плоскостную ориентировку. Плоскости сдвиговых зонок C_3 при этом испытывают смятие в асимметричные складки правого рисунка, либо осложнены сигмоидальными структурами вращения (рис. 4.24, А). При этом отмечается появление новых плоскостей сдвига, секущих все более ранние структуры. По последовательности проявления в ряду структурных парагенезов данные формы можно коррелировать со структурами четвертой генерации Центрально-Карельской и Кумсинской зон. Однако в данном случае нет структурно-вещественных и кинематических признаков, позволяющих выделять наложенные структуры в обособленный парагенез. Их развитие связано с перманентностью процессов правосдвигового тектонического течения, с отмиранием и блокировкой одних структур и зарождением новых, а также со сложным чередованием в пространстве и времени складчатых и разрывных дислокаций.

В лопийских сланцах часто отмечаются сопряженные системы кинк-зон (Kz_3), кинематические пары которых образуют системы продольного (по простиранию зоны сдвига) сжатия — нагнетания (см. рис. 4.24, А, Б). В совокупности со структурами правого сдвига (C_3) типа системы «домино», представляющими собой структуры продольного удлинения–выжимания, эти формы образуют динамопары чередующихся по простиранию сегментов продольного выжимания и нагнетания (см. рис. 4.23, А, В; 4.24, А). Это свидетельствует о том, что объемные сдвиговые деформации в лопийских породах обусловливают общее продольное тектоническое течение, развивающееся с разной скоростью, в результате чего в пределах зоны формируются области оттока и комплементарного нагнетания. Важной кинематической характеристикой продольного течения для структур третьей генерации является связанный с ними момент вращения по часовой стрелке. Это хорошо видно и на стереографической проекции, где вокруг максимумов концентрации полюсов осевых плоскостей кинк-зон развиты асимметричные поля рассеивания, вытянутые по часовой стрелке (см. рис. 4.24, Б). Пересечение вращающихся плоскостей образует субвертикальную линию — ось вращения (см. рис. 4.23, Г; 4.24, Б). Учитывая однонаправленный характер вращения структурных плоскостей, расположенных под различными углами к главным сдвигам C_3, можно предположить, что дислокации развивались преимущественно в условиях простого сдвига, хотя признаки транспрессии также имеются.

Важную характеристику кинематики крупных тектонических линз дает анализ структурного поведения линейности удлинения деформированных галек и других включений. На стереографической проекции линейность этого типа рассеивается вдоль плоскости, соответствующей главному направлению сдвигообразования (ССВ 10°) (рис. 4.25, А). В пределах тектонических линз эта закономерность проявляется в пологой ориентировке траекторий линейности в их центральных частях и постепенном ее погружении (до вертикального положения) в областях выклинивания линзовидных тел

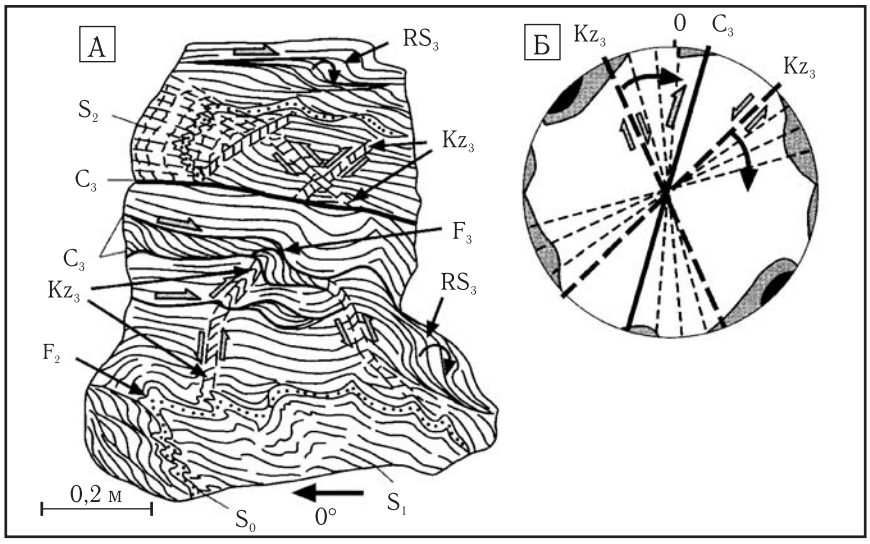


Рис. 4.24. Соотношения структур третьей генерации и сопряженные системы кинк-зон в сланцах лопия

А — вид обнажения в плане. Б — стереографическая проекция на нижнюю планисферу полюсов осевых плоскостей кинк-зон (Kz_3) (34 замера, изолинии: 12, 30 %)

Пояснение условных и буквенных обозначений см. на рис. 4.21 и 4.22

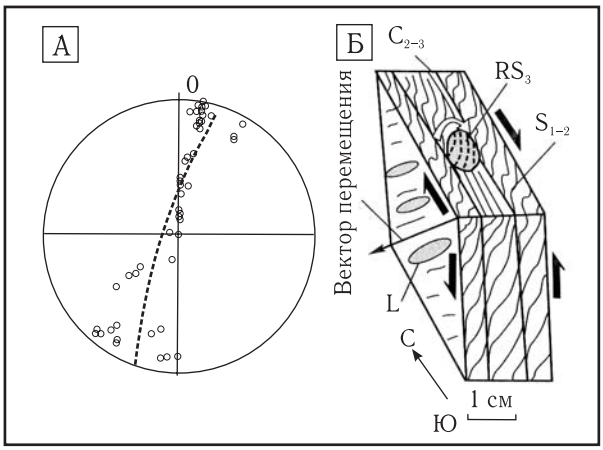


Рис. 4.25. Стереографическая проекция на нижнюю планисферу ориентировки линейности удлинения в лопийских образованиях (А) и соотношение линейности (L — удлинение галек) с вектором перемещения (Б)

Пояснение условных и буквенных обозначений см. на рис. 4.22

(см. рис. 4.20). Линейность удлинения отражает результирующее направление тектонического перемещения. Этот факт подтверждается наблюдениями, сделанными в областях выклинивания линз, где часто фиксируется соответствие крутого положения линейности с результирующим вектором перемещения, выявленного по смещениям в горизонтальных и вертикальных срезах (см. рис. 4.25, Б). Таким образом, в продольном разрезе тектонических мегалинз лопийского комплекса фиксируются элементы концентрически организованных траекторий перемещения.

Рассматривая картографический структурный рисунок лопийского комплекса в ядре Койкарской антиклинали, можно отметить много общего в его морфологии с мезо-микроструктурами, описанными выше. Крупные тектонические линзы образованы сочетанием зон интенсивного рассланцевания и разлинзования пород, имеющих север–северо-восточное и север–северо-западное простирания (см. рис. 4.20). Из них первая система сопоставима с зонами главного сдвига (С) и соответствует общему простиранию Койкарско-Выгозерской зоны. Смещения вдоль этих зон, судя по структурам тектонитов, отражают смену левосдвиговой кинематики правосдвиговой. Нарушения север–северо-западного простирания, как правило, соответствуют левым сдвигам и являются аналогами вторичных сдвиговых зонок Риделя (R_2), выявленных в мезоструктурах. Обе системы нарушений срезают складки F_1; со складками второй генерации они формировались субсинхронно: в одних случаях срезают их, в других — сами испытывают смятие. Вместе с тем, эти разрывы проникают в палеопротерозойские тощи, что позволяет рассматривать их как долгоживущие структуры унаследованного развития. По-видимому, крупные тектонические линзы изначально сформировались как система дуплексов растяжения, образованных левосдвиговыми зонами C_2 и R_2. В условиях последующих правосдвиговых смещений система переродилась в дуплексы сжатия с вращением линз по часовой стрелке (модель сдвига «домино»).

В целом в породах фундамента развиты структуры объемных сдвиговых деформаций, повторяющиеся в высокой степени подобия на разных масштабных уровнях. Левосдвиговые парагенезы структур второй генерации сменяются, с унаследованием плоскостных элементов, правосдвиговыми структурно-кинематическими парагенезами третьей генерации.

Структурные парагенезы сумийско-сариолийского комплекса. Андезитобазальтовые лавы сумия и конгломераты сариолия слагают крупную складчато-линзовую структуру в районе северного замыкания Койкарского купола (см. рис. 4.20). Разрывы, ограничивающие линзу, являются сквозными: прослеживаются в лопийские образования и имеют преимущественно кинематические признаки правосдвиговых структур третьей генерации, выявленных в лопийском комплексе. При этом по характеру ориентировки деформированных миндалин в вулканитах сумия были отмечены редкие случаи проявления более ранних левосдвиговых перемещений. В целом слабометаморфизованные протерозойские породы в зонах дислокаций преобразованы в бластомилониты зеленосланцевой фации. В породах сумия и сариолия фиксируются две системы сопряженных складок конической морфологии, осевые плоскости которых образуют острый угол (см. рис. 4.20, Б, В). Складки не пересекаются, что видно на карте: в южной части линзы сжатая субмеридиональная складка (в породах сумия) по направлению к северу плавно угасает и в поле сариолийских конгломератов затухает почти полностью, сменяясь складкой север–северо-западного простирания (см. рис. 4.20). Кливаж осевой плоскости отсутствует, но во всем объеме линзы развит приразломный кливаж, представляющий собой мелкие зонки скалывания, которые имеют аналогичную ориентировку с плоскостями C_3 в лопийских породах. Траектории кливажа скалывания в пределах линзы испытывают Z-образный загиб, указыва-

ющий на момент вращения по часовой стрелке (см. рис. 4.20).

Таким образом, сумийско-сариолийские образования обнаруживают во многом сходную с лопийским комплексом складчато-линзовую структуру. Развитые в них конические складки свидетельствуют о проявлении сдвиговых деформаций. Факт сопряженности складок указывает на большой угол между главной плоскостью сдвигообразования и поверхностями, сминаемыми в складки. Очевидно, на начальном этапе формирования структуры сдвиговые деформации вдоль крутопадающих поверхностей в фундаменте отражались в пологозалегающих слоях, приводя к развитию сопряженных складок. В последующем комплекс был пронизан сдвигами, в результате чего сформировалась линзовидная структура, унаследовано отраженная от линзовых структур фундамента. Характер вращения этой линзы, а также тип тектонитов и их кинематические особенности позволяют коррелировать данный структурный парагенез с правосдвиговыми структурами третьей генерации (C_3). Однако имеются признаки и более ранних левосдвиговых перемещений (C_2?), которые в отличие от аналогичных дислокаций в лопийских толщах выражены очень слабо.

Сумийско-сариолийские породы формировались в условиях высокой тектонической активности. Об этом свидетельствуют признаки вулканической постройки трещинного типа в сумийских лавах [Сыстра, 1991], а также глыбовый микститоподобный облик сариолийских образований, представляющих собой продукт обрушения активных тектонических эскарпов в бортах локальных грабенообразных впадин [Колодяжный и др., 2000].

Структурные парагенезы ятулийского чехла. Вулканогенно-осадочные породы ятулийского чехла слагают крылья Койкарской структуры и залегают с угловым несогласием либо на сумийско-сариолийских образованиях, либо непосредственно на породах лопийского фундамента (см. рис. 4.20). Базальная поверхность контакта и слоистость ятулийских пород образуют пликативную структуру. На стереографической проекции полюса этих поверхностей рассеиваются в пределах изометричного поля, отражающего структурный узор куполообразной структуры (см. рис. 4.20, Г). Вместе с тем отмечается две полосы концентрации полюсов вдоль малодуговых траекторий, что соответствует двум системам сопряженных складок конической морфологии, осложняющих купол. Осевые плоскости этих складок составляют острый угол (550°), который более чем в два раза превышает угол между сопряженными складками в сумийско-сариолийских толщах (см. рис. 4.20, Б–Г). Система складок северо-восточного (ССВ 15°) простирания имеет субвертикальную ось складчатости и в целом конформна простиранию Койкарской зоны. Складки северо-западного направления осложняют крылья Койкарского купола, имеют относительно пологую ось складчатости и занимают диагональное положение в общей структуре зоны (см. рис. 4.20).

Относительно слабо метаморфизованные и пологозалегающие слои ятулийских пород рассекаются разветвленной системой крутопадающих зон сдвиговых дислокаций, ширина которых достигает 200 м (см. рис. 4.20). В их пределах породы интенсивно рассланцованы и разлинзованы, превращены в альбит-биотит-хлоритовые (по базальтам) и серицит-кварцевые (по терригенным породам) бластомилониты. По отношению к общему простиранию Койкарской зоны данные нарушения образуют системы конформных и диагональных структур. Некоторые из них прослеживаются в породы сумийско-сариолийского и лопийского комплексов, осложняя контакты сдвиговыми смещениями. В северном замыкании Койкарской структуры крутопадающие сдвиговые зоны, развитые в лопийских породах, в месте пересечения с контактом ятулийских пород секут его и, вместе с тем, расщепляются на ряд субпослойных надвигов — базальных срывов чехла (см. рис. 4.20). В разрезе такая структура имеет вид пальмового дерева.

Во внутренней структуре конформных нарушений, рассекающих ятулийские толщи, отмечается закономерный структурно-кинематический парагенез правосдвиговых хрупкопластических деформаций (рис. 4.26, А). По пространственной ориентировке и набору структурных форм, по вещественному составу тектонитов и кинематическому признаку данный парагенез сопоставим со структурами третьей генерации, развитыми в лопийском комплексе. Сочетание главных сдвиговых зонок (C_3) и вторичных сдвигов Риделя (R_3) обусловливает линзовидную структуру зон (см. рис. 4.26, А). Длинные оси тектонических линз обычно имеют субгоризонтальное положение, а размеры линзовидных тел вдоль этих осей варьируют от нескольких сантиметров до десятков метров. Процессы сдвиговых деформаций в пределах зон многократно подновлялись, о чем свидетельствуют складки течения, осложняющие эпидотовые и кварцевые жилы трещин отрыва T_3.

Система диагональных нарушений в ятулийских породах представлена антитетическими сдви-

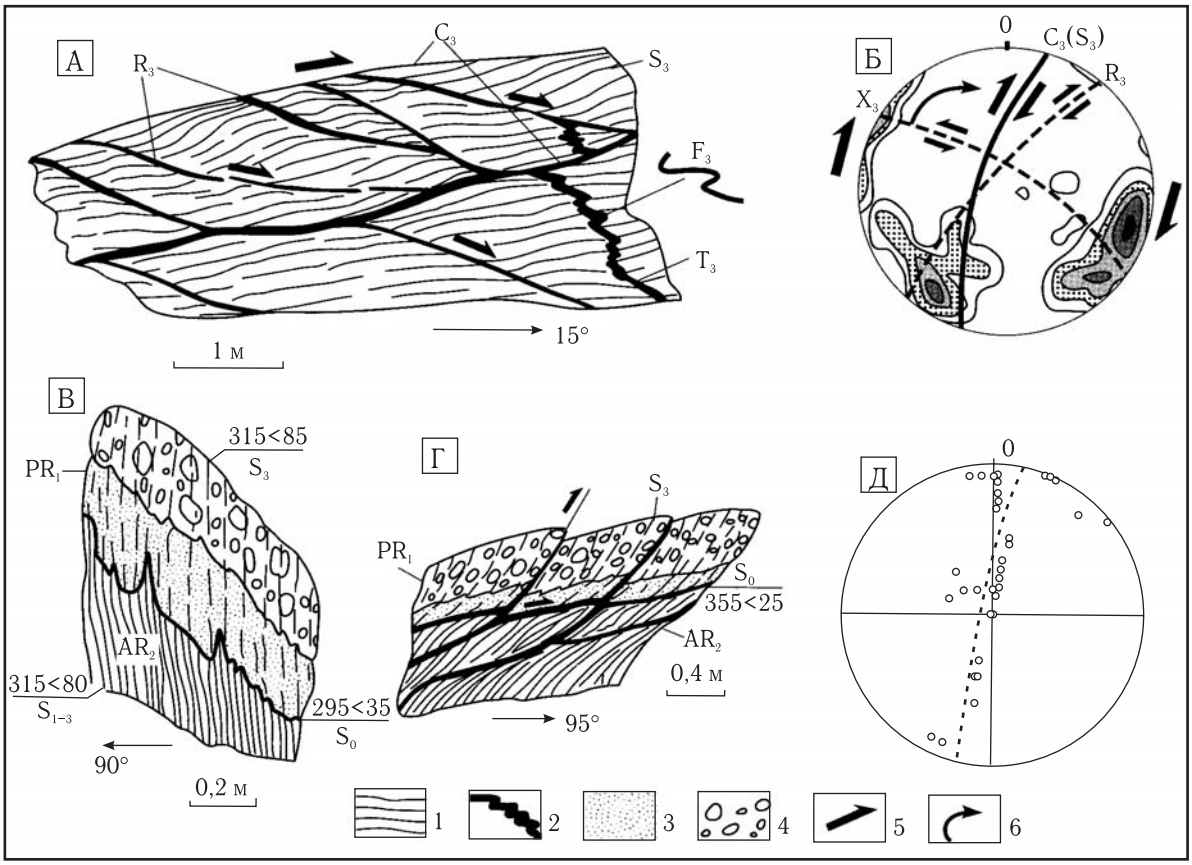


Рис. 4.26. Структуры третьей генерации в ятулийских породах

А — фрагмент обнажения зоны сдвиговых деформаций в плане. Б — стереографическая проекция на нижнюю планисферу полюсов главных (C_3) и вторичных (R_3–X_3) сдвиговых зон (84 замера, изолинии: 3, 6, 10, 15, 20 %). В, Г — кливаж скалывания, секущий контакты ятулийских и лопийских пород. Д — стереографическая проекция ориентировки линейности удлинения в породах ятулия (нижняя планисфера).

1 — сланцы; 2 — кварц-эпидотовые жилы; 3, 4 — ятулийские песчаники (3) и конгломераты (4); 5, 6 — направления сдвиговых перемещений (5) и вращения (6)

Пояснения буквенных обозначений см. на рис. 4.22

говыми зонами с левосдвиговой кинематикой. Их сместители, имея чаще крутое положение, нередко приспосабливаются к поверхности слоистости ятулийских пород, расслаивая чехольный комплекс. В принятой системе классификации диагональные сдвиги, по-видимому, соответствуют вторичным антитетическим сдвигам типа X_3 [Ramsay, Huber, 1987; Shimamoto, 1989]. На стереографической проекции полюса плоскостей нарушений этой системы образуют поле в юго-западном сегменте полусферы (см. рис. 4.26, Б). Для максимума концентрации полюсов построена средняя плоскость X_3. Два асимметричных хвоста полей рассеивания указывают на тенденции вращения этих структур по часовой стрелке и некоторого выполаживания — приспособления к поверхностям слоистости. Построенная на этой же проекции средняя плоскость конформных сдвигов (C_3) определяет поверхность, к которой происходит вращение структур X_3. По всей видимости, такая ситуация соответствует развитию объемных правосдвиговых деформаций с вращением структур по принципу «домино».

За пределами зон сдвиговых деформаций ятулийские породы дислоцированы слабо: локально развит приразломный кливаж скалывания, простирание которого подчинено позиции главных сдвигов C_3. Часто отмечается сквозное проникание ятулийского кливажа в лопийские породы, где он сливается с конформно ориентированными с ним плоскостными структурами третьей генерации (см. рис. 4.26, В). Иногда такие соотношения осложнены послойными срывами (рис. 4.26, Г).

Линейность удлинения в ятулийских породах проявлена слабо. В зонах повышенной деформированности изначально округлые гальки конгломера-

тов приобретают явное удлинение (соотношения осей от 2 : 1 до 3 : 1) в плоскости кливажа. На стереографической проекции линейность ятулийских пород обнаруживает ту же тенденцию, что и линейность лопийского комплекса — рассеивается вдоль плоскости север–северо-восточного простирания (см. рис. 4.26, Д). Этот факт свидетельствует о том, что и в породах чехла сдвиговое тектоническое течение реализовывалось по концентрическим траекториям в плоскостях сдвига.

Приведенные выше данные позволяют выделить единый тип деформации, приводящий к ремобилизации ранних структур в породах фундамента и прогрессивному структурообразованию в породах чехла. В структурно-кинематическом отношении он соответствует объемным сдвиговым деформациям с правосдвиговой кинематикой. Вязкие сдвиги в пределах чехла наследуют простирания нарушений фундамента и являются, таким образом, сквозными и «просвечивающими» сквозь призму осадков. Результатом взаимодействия сдвиговой тектоники фундамента и чехла явилось формирование куполообразной Койкарской структуры.

Модель формирования Койкарской зоны сдвига и куполообразных структур

Структурные исследования были проведены в пределах значительной части Койкарской зоны сдвига. Структурно-кинематические парагенезы свекофеннского этапа, а также анализ структурного рисунка Койкарской зоны указывают на устойчивое проявление правосдвиговых перемещений на всем ее протяжении (см. рис. 4.19). По характеру тектонитов и особенностям соотношений структур с породами фундамента и чехла данные парагенезы синхронны свекофеннским сдвиговым дислокациям (C_{3-4}) Центрально-Карельской зоны. Важными элементами, характеризующими условия формирования Койкарской зоны, являются купольно-сдвиговые структуры, представителем которых является Койкарский купол.

Объемная модель Койкарской структуры иллюстрирует ее куполообразный облик (рис. 4.27, А). Структура несколько нарушена рассекающими ее долгоживущими сдвигами и оперяющими их субпослойными срывами. Сдвиговые перемещения развивались в несколько стадий до и после накопления ятулийского чехла (см. рис. 4.27, Б, В). В связи с поздними сдвигами получила развитие система диагональных складок чехла, ориентированных в соответствии с объемными правосдвиговыми перемещениями. Породы лопийского фундамента в ядре Койкарской антиклинали образуют кулисную систему дуплексов сжатия, испытавших вращение по часовой стрелке в поле правосдвиговых смещений. Такого типа деформация соответствует сдвигу по принципу «домино». Она с высокой степенью подобия повторялась в структурах мезо-микроуровней, отражая объемный характер сдвиговых деформаций. Результатом последних являлось общее продольное течение геомасс, что привело к появлению локальных областей латерально-продольного выжимания и комплементарных сегментов нагнетания. В пределах последних проявились условия трехмерных деформаций с появлением вертикальной составляющей перемещений, что и обусловило развитие купольно-сдвиговых структур. Концентрические траектории линейности удлинения, отражающие направление тектонического течения вещества в пределах линзовидных тел, по-видимому, также связаны с локальными вариациями полей напряжений в условиях продольного выжимания–нагнетания (см. рис. 4.27, А). Таким образом, развитие Койкарской купольно-сдвиговой структуры обусловлено сложным взаимодействием пород метаморфического фундамента и чехла в условиях сдвиговых перемещений.

Последовательность развития структурных парагенезов в пределах Койкарской зоны сдвига представляется в следующем виде. В конце архея в процессе ребольского тектонометаморфического цикла формируется система линейных складок F_1, имевших северо-восточную ориентировку (в современных координатах) (рис. 4.28, А). Последующее развитие ребольских деформаций с левосдвиговой кинематикой приводит к возникновению зоны сдвига, наследующей лопийский зеленокаменный трог. При этом формируется система асимметричных складок F_2, диагональных (R_2) и продольно-магистральных (C_2) сдвигов, сочетание которых обусловило развитие линзовидной структуры — системы дуплексов продольного растяжения (см. рис. 4.28, Б, В). Данный структурный парагенез с высокой степенью подобия повторяется на разных масштабных уровнях и характеризует тектоническую обстановку транспрессии.

К началу палеопротерозоя геодинамическая ситуация меняется. Койкарская зона сдвига продолжала развиваться, наследуя лопийский зеленокаменный пояс. Характер размещения рифтогенных комплексов сумия позволяет предположить, что их формирование происходило в режиме транстенсии

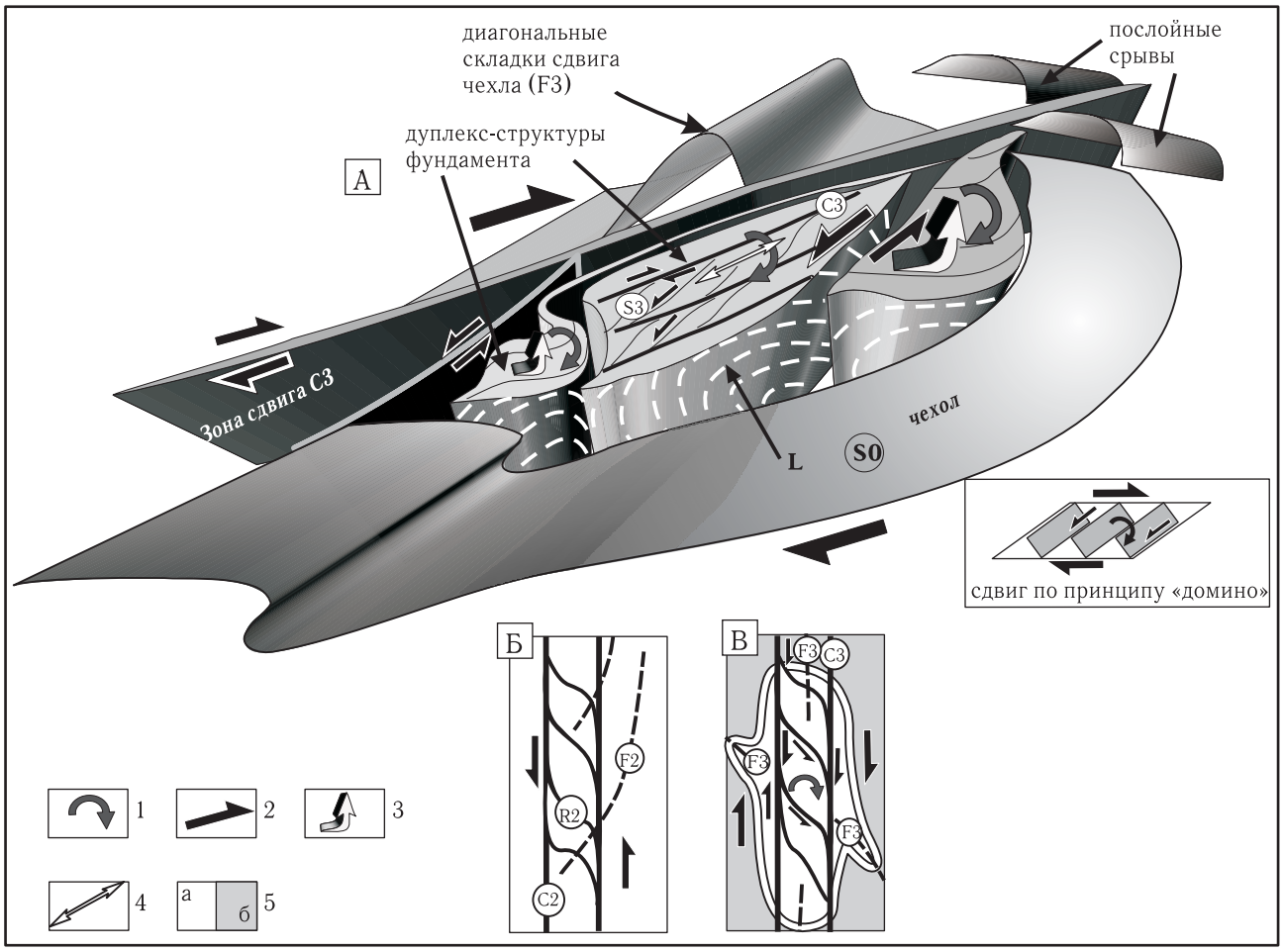


Рис. 4.27. Объемная модель Койкарской купольно-сдвиговой структуры (А) и главные ее структурные элементы (вид в плане) (Б–В)

1–4 — стрелки показывают направления вращения (1), сдвиговых (2) и вертикальных составляющих (3) перемещения, удлинения (4); 5 — фундамент (а) и ятулийский чехол (б) на схеме В. Пояснение буквенных обозначений см. в тексте

в пределах локальных грабенообразных впадин, образующих кулисную систему структур типа pull-apart (см. рис. 4.28, Г). При этом в породах кристаллического фундамента имела место ремобилизация левосдвиговых структур C_2, которые также проявились в сумийских вулканитах. Поэтому структурно-кинематический парагенез второй генерации следует рассматривать в качестве суперпозиционного (долгоживущего), проявлявшегося на протяжении конца архея и начала палеопротерозоя. Связанные со сдвигами дифференцированные перемещения крупных линз (дуплексы растяжения фундамента) способствовали формированию небольших поднятий и впадин (структур pull-apart). Учитывая, что ятулийских чехол «запечатывает» сумийско-сариолийские локальные впадины, мысленно сняв его, можно отметить, что структуры типа pull-apart составляли левостороннюю кулису, отражающую левосдвиговый характер перемещений (см. рис. 4.28, Г).

Для сариолийского времени также реконструируются условия левосдвиговой транстенсии. Это фиксируется по появлению в разрезах грубообломочных отложений сариолия микститоподобных образований (проксимальные фации). Такого рода хаотичные комплексы свидетельствуют об интенсивном обрушении активных тектонических уступов, связанных со сбросами, и быстром захоронении коллювиальных отвалов вдоль бортов грабенообразных впадин. Диагональная позиция сбросов и маркирующих их тектонитов (микститов) по отношению к главным зонам сдвига свидетельствует об их развитии в условиях левосдвиговой транстенсии (см. рис. 4.28, Д). По мере удаления от зон обрушения в глыбовых образованиях появляются признаки обработки обломочного материала в услови-

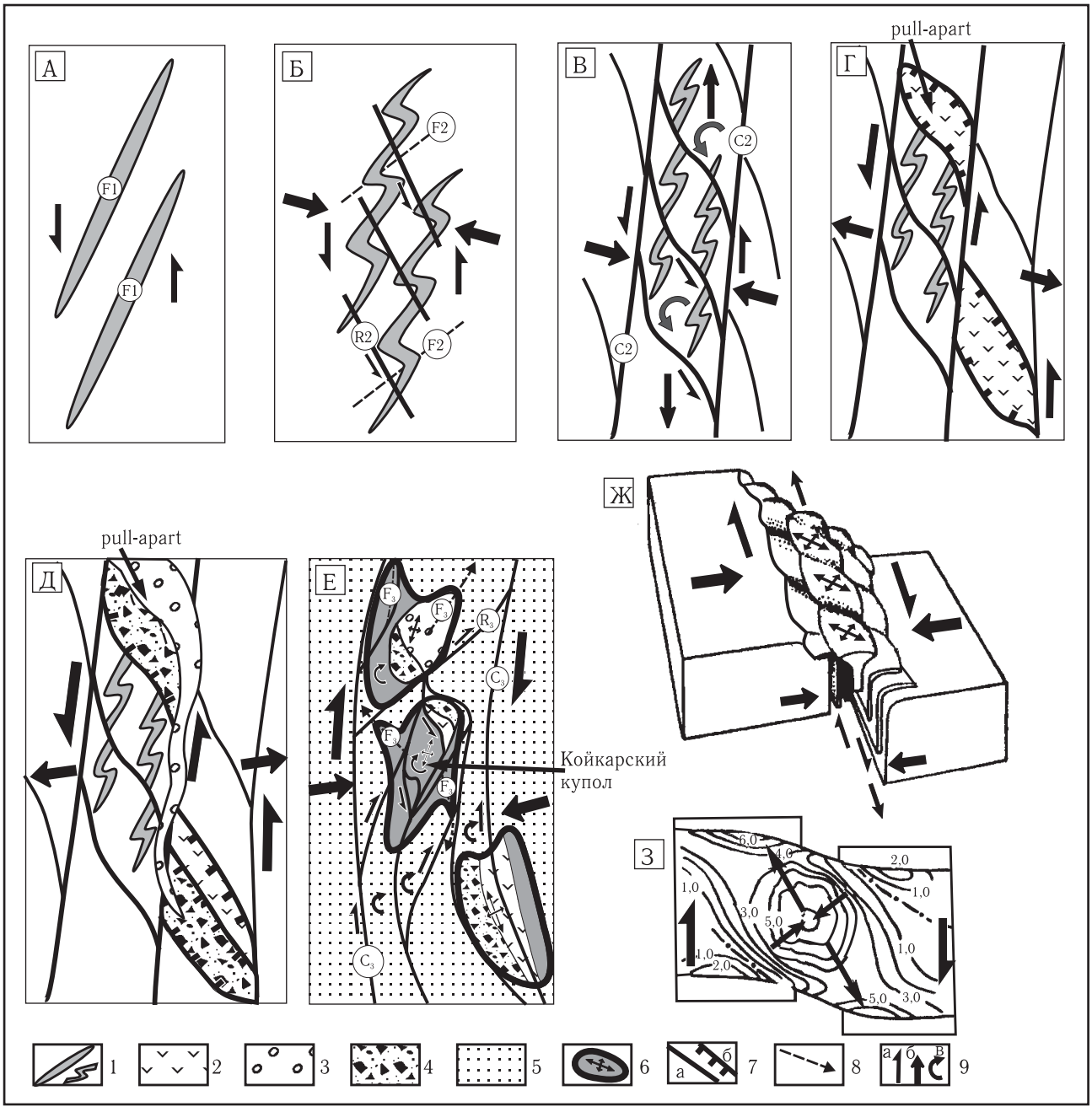


Рис. 4.28. Схемы, отражающие эволюцию Койкарской зоны сдвига на лопийском (А–В), сумийском (Г), сариолийском (Д) и свекофеннском (Е) этапах развития. Блок-диаграмма (Ж) иллюстрирует морфологию «пальмовой» структуры в обстановке транспрессии (по: [Морозов, Гептнер, 1997; Harland, 1971]). На схеме З изолиниями показаны концентрические субизометричные в плане траектории максимальных касательных напряжений, возникающие в условиях деформации сдвига (по: [Бондаренко, 1991]). Пояснения см. в тексте

1 — складчатые структуры лопийского фундамента; 2 — андезитобазальты сумия; 3, 4 — конгломераты (3) и глыбовые брекчии (4) сариолия; 5 — отложения ятулия; 6 — купольно-сдвиговые структуры; 7 — разрывы: сдвиги и взбросо-сдвиги (а), сбросы (б); 8 — оси складок; 9 — направления сдвигового (а) и тангенциального (б) перемещений, направления вращения структур (в)

Буквенные обозначения: F_1, F_2 и F_3 — оси складок первой, второй и третьей генераций, С — главные зоны сдвига, R — диагональные вторичные сдвиги

ях высокодинамичных водных потоков. Последние, по-видимому, дренировали зоны магистральных сдвигов и всю Койкарскую зону в целом, связывая кулисную систему разрозненных провалов типа

pull-apart. Предполагаемая дельта данной водной артерии, вероятно, располагалась в районе современного оз. Сегозеро, где отмечаются «перемытые» сариолийские конгломераты дистальных, возможно, озерных фаций [Коросов, 1991; Соколов и др., 1970].

Ятулийский этап характеризовался накоплением осадочных и вулканогенных серий чехла в пределах обширных мелководных бассейнов платформенного типа. Наличие конседиментационных складчато-разрывных структур, характер размещения магматических тел и некоторые литофациальные признаки осадков свидетельствуют об относительно активном тектоническом развитии Койкарской зоны в ятулийское время [Войтович, 1971; Светов, 1979].

Свекофеннские структурные преобразования обусловили формирование главных структурных элементов Койкарской зоны сдвига. Время их проявления подтверждается радиоизотопным датированием тектонитов (см. выше), а также тем фактом, что дислокации данного типа охватывают практически всю призму палеопротерозойских толщ. В пределах Койкарской зоны складчатая структура ятулийского чехла начинала формироваться с некоторым опережением по отношению к разрывам. Сдвиговые перемещения в фундаменте вдоль крутопадающих сместителей, перекрытых пологозалегающим чехлом, отразились в формировании сопряженной системы складок чехла — диагональных и конформных. Результатом взаимодействия сдвиговой тектоники фундамента и чехла явилось формирование куполообразных структур, образующих кулисную систему (см. рис. 4.28, Е). В дальнейшем в пределах чехла проявились вязкие «сквозные» сдвиги, наследующие простирания нарушений фундамента. В кинематическом отношении новообразованный структурный парагенез отражал объемные правосдвиговые дислокации (см. рис. 4.28, Е).

В результате свекофеннских тектонометаморфических преобразований Койкарская зона сдвиговых деформаций приобрела черты «пальмовой» структуры (см. рис. 4.28, Ж). Полевые и экспериментальные данные свидетельствуют, что подобные формы образуются в условиях транспрессии в результате выдавливания нижних комплексов в верхние структурные уровни [Морозов, Гептнер, 1997; Harland, 1971]. В краевых частях таких зон нередко формируются дивергентные надвиговые системы, элементы которых выявлены в ряде сегментов Койкарской зоны. Вместе с тем, если предположить, что главным фактором формирования купольно-сдвиговых структур является только механизм выдавливания, то станет трудно объяснить изометричную в плане форму куполов. Экспериментальные данные П.М. Бондаренко [1991] показали, что сдвиговые перемещения в относительно жестком основании (фундаменте) сопровождаются появлением изометричных концентрически замкнутых траекторий максимальных касательных напряжений в перекрывающих более пластичных материалах (чехол) (см. рис. 4.28, З). В рассмотренном случае в систему таких траекторий могут быть вписаны сдвиговые зоны, образующие линзовидную структуру лопийского фундамента и ятулийского чехла. При наличии факторов выжимания и вращения тел вокруг вертикальной оси наибольшей активизации будут подвержены те нарушения, которые в большей мере соответствуют положению концентрических траекторий касательных напряжений.

Таким образом, формирование купольно-сдвиговых структур Койкарской зоны является результатом объемных сдвиговых дислокаций в обстановке транспрессии с горизонтально-продольным течением и нагнетанием геомасс. Начальным условием развития этих форм является наличие складчато-метаморфического фундамента и полого залегающего чехла. При этом существенную роль играет комплексное взаимодействие таких факторов, как: 1) обстановка транспрессии; 2) развитие деформации сдвига в породах фундамента и чехла; 3) концентрически организованные траектории касательных напряжений в зонах сдвига; 4) вращение линзовидных тел; 5) развитие трехмерной деформации в структурах продольного нагнетания с появлением вертикальной составляющей перемещений. Во многом сходные факторы были выявлены путем математического анализа трехмерных складок (куполообразных структур), развитых в пределах Плато Аппалачи в Западной Пенсильвании [Fletcher, 1991], а также в результате полевых исследований и экспериментального воспроизведения тектонической ситуации в районе хребта Султан-Увайс [Морозов, Гептнер, 1997].

По структурно-кинематическим парагенезам Койкарская зона во многом сходна с описанными в литературе зонами сдвиговых дислокаций, развитыми в породах метаморфического фундамента и перекрывающего его чехла [Berthe, Brun, 1980; Choukroune et al., 1987; Jegouzo, 1980; Pique et al., 1980]. Как показывает опыт полевых и экспериментальных исследований, характерными структурами зон сдвиговых деформаций являются конические

сопряженные и колчановидные складки, главные и вторичные сдвиги Риделя, C-S-структуры и структуры вращения, полого ориентированная линейность, диагональные складки чехла и системы дуплексов, асимметрично организованные структуры и структурные рисунки.

Структурно-кинематические данные показывают, что развитие Койкарско-Выгозерской зоны сдвига проходило в несколько стадий: 1) левосдвиговая транспрессия заключительного этапа ребольского цикла; 2) левосдвиговая транстенсия сумийско-сариолийского времени (селецкий цикл); 3) правосдвиговая транспрессия свекофеннского цикла. Сдвиговые деформации развивались на фоне периодической смены обстановок сжатия и растяжения (транспрессии и транстенсии).

Интересную проблему составляет причина трансформации данной зоны из левосдвиговой в правосдвиговую. Ее можно рассматривать в рамках двух моделей. Первый вариант предполагает стационарную позицию данного нарушения, а смена кинематики происходит в результате изменения направлений сжатия–растяжения. Согласно второму варианту, можно допустить вращение крупного массива пород, включающего данную зону, в условиях стационарной нагрузки. При этом предполагается, что изначально Койкарская зона имела северо-западную ориентировку (в современных координатах), совместимую с левосдвиговыми перемещениями. Последующее вращение по часовой стрелке обеспечило размещение данного нарушения в секторе, благоприятном для правосдвиговых дислокаций. Такое допущение предполагает высокую степень объемной подвижности и значительное изменение первичного облика и формы всего Карельского массива. Аналогичная дилемма, как было отмечено ранее, имеет место для южной части Центрально-Карельской зоны сдвига. Ее решение требует привлечения более обширных материалов о кинематике Карельского массива и его обрамления.

4.2.4. Тектоника Онежской мульды

Общая характеристика структуры

В парагенетическом единстве со сдвиговыми зонами Карельского массива находятся тектонические депрессии, сохранившиеся в современном эрозионном срезе в виде мульдообразных структур. Наиболее ярким примером таких форм является расположенная на юге Карельского массива Онежская мульда. Ее описание приводится ниже на основании наших данных [Леонов и др., 2001, 2003 а,б], а также опубликованных и фондовых материалов [Афанасьева, 1990, 1997; Голод и др., 1983; Кратц, 1963; Макарихин и др., 1995; Негруца, Полеховский, 1995; Новикова, 1975; Отчет..., 1991; Полеховский и др, 1995; Путеводитель..., 1987; Соколов и др., 1970; Сыстра, 1991; Трофимов, Голубев, 1995; Этапы..., 1973].

Онежская мульда представляет собой трапециевидную в плане синклинальную структуру (~200×120 км), вытянутую в субмеридиональном направлении (рис. 4.29, см. цв. вкл.). В ее составе обособлены собственно Онежская синклиналь и Западно-Онежский более поздний вложенный синклинальный прогиб. Депрессия выполнена палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами с тенденциями наращивания разреза от краев к центру структуры и с севера на юг. Восточный край структуры образует пологую дугу, соответствующую Повенецкому заливу Онежского озера. Западным ограничением мульды служит субмеридиональная Койкарско-Выгозерская зона сдвига, которая в области северо-западного замыкания Онежской структуры сливается с сопряженной с ней Кумсинской зоной дислокаций. К югу от последней центриклиналь мульды осложнена крупным Уницким куполом, в пределах которого на поверхность выведены породы архейского фундамента. Онежская тектоническая депрессия размещается в области веерообразной виргации и диссипации Центрально-Карельской зоны сдвига, которая в области мульды расщепляется на ряд сдвиговых зон высокого порядка, пронизывающих палеопротерозойские комплексы (см. рис. 4.1, 4.29). В бортах мульды в породах архейского фундамента широко развиты разноранговые куполообразные и линзообразные структуры, составляющие полузамкнутый пояс тектонических поднятий в обрамлении депрессии.

В раннем палеопротерозое Онежская мульда представляла собой обширный и длительно развивающийся бассейн, который оформился в ятулийское время и обладал, в принципе, общими чертами седиментации, характерными для всего Карельского региона. Но, в то же время, это была самостоятельная провинция, имеющая специфические литолого-седиментационный и магматический режимы [Кратц, 1963; Макарихин, и др., 1995, Соколов и др., 1970]. Возникновение и длительное развитие данного бассейна с относительно медленным осадконакоплением свидетельствуют о растянутом

во времени прогибании территории, которое может быть обусловлено различными причинами. Для построения модели эволюции данной структуры необходим анализ режимов осадконакопления и вулканизма, а также данных о тектонике региона. Рассмотрим эти вопросы.

Условия формирования палеопротерозойских комплексов

Подробная характеристика литостратиграфических особенностей палеопротерозойских комплексов была приведена выше (см. раздел 4.1.3). Здесь будут рассмотрены лишь некоторые детали, подчеркивающие индивидуальные черты Онежской структуры. В нижней части разреза она выполнена, в основном, ятулийскими образованиями, которые трансгрессивно и с угловым несогласием перекрывают локальные сумийско-сариолийские впадины и гранит-зеленокаменный фундамент. Выше залегают вулканогенно-осадочные толщи людиковия и терригенные осадки калевия. По направлению к югу образования Онежской мульды со структурным несогласием надстраиваются породами вепсия, выполняющими пологую слабодислоцированную Западно-Онежскую синклиналь.

Ятулийский надгоризонт (2,3–2,1 млрд лет). Залегает в основании разреза Онежской мульды, подразделен на два горизонта: нижний — сегозерский — горизонт (янгозерская, медвежьегорская свиты; мощность 0–400 м) сложен кварцитами, кварцитопесчаниками, алевролитами, сланцами, кварцевыми гравелитами и конгломератами, а также потоками толеитовых базальтовых лав с прослоями их пирокластитов; верхний — онежский — горизонт (туломозерская свита; мощность 150–500 м) представлен пестроцветными и красноцветными доломитами, строматолитовыми и онколитовыми известняками, кварцитопесчаниками, гравелитами и различными сланцами с подчиненными лавовыми потоками базальтов. Породы расслоены габбродолеритовыми силлами. Нижнеятулийские (сегозерский горизонт) осадочно-вулканогенные комплексы развиты преимущественно в Сегозерской мульде и в северной части Онежской депрессии (см. рис. 4.29). По направлению к югу и юго-востоку они постепенно выклиниваются, и в центральной части Онежской впадины в основании протерозойского разреза скважинами вскрыты верхнеятулийские (онежский горизонт) карбонатно-терригенные отложения [Отчет..., 1991]. Этот факт свидетельствует о постепенной миграции Онежского бассейна в южном направлении.

Литоседиментационные особенности осадочных отложений ятулия отвечают условиям мелководного эпиконтинентального морского бассейна и его прибрежных областей без резкого рельефа [Кратц, 1963; Макарихин и др., 1995; Негруца, 1963, 1984; Рейнек, Сингх, 1981; Рухин, 1962; Соколов, 1972; Соколов и др., 1970; Условия..., 1974; Харитонов, 1963; Хейсканен, 1996]. Детальные литостратиграфические исследования, основанные на изучении фациальных условий осадконакопления и анализе мощностей осадочных серий, показывают, что в раннем ятулии территория Онежской структуры представляла собой область размыва и накопления аллювиальных отложений. В дальнейшем отмечается трансгрессия морского бассейна, расположенного к северу, в южном направлении, и в позднем ятулии обособливается Онежская депрессия с преимущественно карбонатным осадконакоплением. С севера и северо-запада депрессия обрамлялась валообразным поднятием — областью суши и размыва [Соколов и др., 1970].

Вулканогенные образования ятулия представлены преимущественно толеитовыми базальтами. Ряд признаков свидетельствует о том, что они формировались во внутриконтинентальной платформенной обстановке и относятся к типу платобазальтового траппового вулканизма [Светов, 1979; Негруца, 1984; Шарков, 1984; Шарков и др., 2000]. К протоплатформенному ряду толеит-базальтовой формации относится и расположенная на краю Онежской мульды Койкарско-Святонаволокская габбро-долеритовая интрузия [Трофимов, 1995; Трофимов, Голубев, 1995]. Извержение лав контролировалось вулканами трещинного типа и происходило в условиях мелководных бассейнов, либо в области суши [Светов, 1979].

Людиковийский надгоризонт (2,1–1,95 млрд лет). Людиковийские образования с несогласием перекрывает ятулийские тощи. Они подразделяется на два горизонта: 1) заонежский горизонт (2,1–2,05 млрд лет) сложен слюдисто-полевошпатовыми, карбонатными, шунгитовыми и черными сланцами, песчаниками и известняками с горизонтами базальтов и их туфов (300–1800 м); 2) суйсарский горизонт (2,05–1,95 млрд лет) представлен лавовыми потоками толеитовых и пикритовых базальтов, чередующимися с туфами (до 700 м). В составе комплекса описаны также субвулканические тела, выступающие в роли подводящих каналов. Суйсарские вулканиты известны в централь-

ной и южной частях мульды и выходят в ядрах небольших синклинальных структур высокого порядка (см. рис. 4.29).

Наиболее детально изучены суйсарские вулканиты, образующие Онежское вулканическое плато [Куликов и др., 1999; Пухтель и др., 1995; Puchtel et al., 1999]. Составляющие его породы представлены маломощными потоками пикробазальтов, перемежающихся с горизонтами туфов. Вулканиты вместе с подстилающим их Кончезерским силлом (подводящим каналом) слагают единую вулканоплутоническую ассоциацию. Время формирования Кончезерского силла (1974±27 млн лет) отвечает периоду наиболее активного вулканизма. Материнские для пикробазальтов магмы зарождались в астеносферном мантийном плюме. На основании изотопных и геохимических исследований было установлено, что при движении астеносферных магм к поверхности их состав контролировался тремя главными факторами: 1) кристаллизационным фракционированием; 2) смешением с материалом континентальной литосферной мантии; 3) обработкой в коровых резервуарах, сопровождаемой малоглубинным фракционированием и ассимиляцией вмещающих пород континентальной коры [Куликов и др., 1999; Пухтель и др., 1995; Puchtel et al., 1999].

Калевийский и вепсийский (1,95–1,65 млрд лет) надгоризонты. Представлены мелководно-бассейновыми и континентальными молассоидными отложениями. Отложения калевия обнажаются в ядрах небольших синклиналей южной и центральной частей Онежской мульды (см. рис. 4.29). Для них отмечена некоторая фациальная зональность, выраженная в развитии грубообломочных отложений в разрезе северных сегментов синклинальных структур, тогда как по направлению к югу наблюдается утонение терригенных осадков. Это, а также состав обломочного материала (обломки шунгитов и черных сланцев из подстилающих отложений людиковия), свидетельствует об инверсии северной части Онежского бассейна, перерождении ее в область размыва и общей миграции остаточной тектонической депрессии к югу. Область развития конгломератов, по-видимому, маркирует относительно крутую прибрежную зону, которую можно сопоставить с тектоническим уступом сбросового происхождения.

Осадочные серии вепсия сложены сероцветными полевошпат-кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов петрозаводской свиты (мощность до 600 м) и перекрывающими их красноцветными, часто косослоистыми песчаниками с прослоями алевролитов и мелкогалечных конгломератов шокшинской свиты (мощность 200–400 м). В песчаниках встречаются «мусорные» слои, сложенные плохо окатанными обломками шунгитовых сланцев и алевролитов, сопоставимых с породами заонежского горизонта. Шокшинская свита расслоена мощным габбро-долеритовым силлом. Вепсийские образования слагают Западно-Онежскую мульду и, в отличие от всех нижележащих комплексов, характеризуются относительно слабой степенью дислоцированности. Зоны сдвиговых дислокаций, пронизывающие все нижележащие комплексы, в данных образованиях не прослеживаются (см. рис. 4.29). Однако в отложениях петрозаводской и шокшинской свит широко развиты различные формы конседиментационных внутрислоевых и межслоевых деформаций (см. рис. 4.4, Д), цилиндрические и ступенеобразные зеркала скольжения, отражающие малоамплитудные тектонические перемещения в условиях горизонтального растяжения [Копелиович, Симанович, 1966; Леонов, Колодяжный, Сомин, 1995].

Таким образом, в калевийско-вепсийское время на фоне уменьшения магматической проницаемости коры имели место миграция Онежского бассейна к югу и сокращение его площади. В этот период бассейн, по-видимому, представлял собой замкнутую котловину, обрамленную областями относительного и, судя по отсутствию крупногалечных конгломератов, малоамплитудного воздымания и денудации нижележащих черносланцевых толщ.

В строении разрезов ятулийских и людиковийских комплексов огромную роль играют силлы габбро-долеритового и, реже, ультраосновного состава. Эти магматические тела обычно залечивают субслойные и ступенеобразные зоны нарушений. Силлы нередко залегают среди динамосланцев, подверженных экзоконтактовому воздействию интрузий. Особенно ярко тектоническая природа зон внедрения базитовых масс выражена в верхнеятулийских осадках, что фиксируется по развитию карбонатных брекчий, сцементированных базитами, и структур течения доломитов в обрамлении субвулканических тел. Массовые излияния вулканитов и нарастание их объемов от ятулия к суйсарию, а также петрохимический состав магматических образований, вероятно, указывают на режим растяжения литосферы и высокую проницаемость континентальной коры в области проявления мантийного плюма.

Структурно-кинематические ансамбли

Главной особенностью тектоники Онежской депрессии является ее пространственно-генетическая связь с зонами сдвига. Данная структура размещается в области веерообразной виргации Центрально-Карельского сдвига, который в области мульды расщепляется на ряд сдвиговых зон высокого порядка, пронизывающих палеопротерозойские комплексы (см. рис. 4.1, 4.29). Структурным ограничением мульды по внутреннему контуру также служат зоны сдвига (Койкарско-Выгозерская и Кумсинская). По внешнему краю депрессии в породах архейского фундамента широко развиты разноранговые куполообразные и линзообразные структуры, составляющие полузамкнутый пояс тектонических поднятий, развитие которых в немалой степени было связано со сдвиговой тектоникой.

В основании палеопротерозойских комплексов Онежской структуры и во внутренних частях их разрезов отмечаются элементы структурной дисгармонии. Она выражена на границе гранит-зеленокаменного фундамента и палеопротерозойских комплексов, в кровле и подошве карбонатно-терригенной толщи верхнего ятулия, на границе довепсийских и вепсийских комплексов. Дисгармоничные пакеты нередко разделены зонами срыва, что наиболее ярко отражено в развитии рассланцованных кор выветривания и тектонизированных базальных образований на границе архейских и протерозойских комплексов. В то же время в породах фундамента и чехла можно видеть элементы единства структурного плана, а также определенную преемственность и унаследованность развития протерозойских структур от древних тектонических элементов.

Наиболее ранними складчатыми структурами в пределах Онежской мульды являются пологие открытые складки север–северо-восточной ориентировки. Крупная синклиналь такого рода реконструируется картографически по характеру размещения калевийских пород (см. рис. 4.29). Подобного рода структурные формы были выявлены в западной части мульды, где на основании данных бурения, показывающих характерные изменения мощностей осадков в крыльях синклиналей, установлено их конседиментационное происхождение [Войтович, 1971]. Данные структуры осложнены наложенными зонами сдвига и складками северо-западного простирания [Сыстра, 1991].

Главной структурной особенностью внутренних частей Онежской мульды является чередование широких корытообразных синклиналей и узких линейно вытянутых гребневидных антиклиналей (рис. 4.30). Синклинали (ширина 6–12 км) сложены вулканогенно-осадочными образованиями людиковия, имеют широкие плоские или слабо волнистые днища и короткие крутые крылья. Падение пород в пределах центральных частей структур 10–20°, редко достигает 30–35°. В ядрах гребневидных антиклиналей выходят пластичные интенсивно дислоцированные терригенно-карбонатные породы верхнего ятулия. Эти структуры маркируют зоны сдвиговых дислокаций и характеризуются проявлением конформных разрывов и сложной напряженной складчатости высокого порядка. Имея ширину порядка 1–4 км, эти зоны складчато-разрывных дислокаций прослеживаются на многие десятки километров. Оси складок испытывают виргацию и ундулируют по простиранию, но в целом ориентированы в северо-западном направлении. По сравнению с синклинальными структурами, в замковых частях антиклиналей отмечается значительное увеличение (в 2–4 раза) мощностей карбонатно-терригенных пачек верхнего ятулия, что свидетельствует о тектоническом перетекании материала и его нагнетании в антиклинальные зоны. В морфологическом отношении антиклинали представляют собой гребневидные и грибовидные диапироподобные структуры, осложненные дополнительными складками, взбросо-сдвигами и надвигами, которые образуют формы, напоминающие пальмовые структуры (см. рис. 4.30). В целом они имеют черты структур выжимания.

Антиклинальные зоны ассоциируют с продольными сдвигами, что подчеркивается диагонально-кулисным расположением дополнительных складок и даек габбро-диабазов в бортах нарушений [Отчет..., 1991]. Степень вторичной структурно-вещественной переработки пород в антиклинальных структурах чрезвычайно велика. Это подчеркивается рассланцеванием, катаклазом и брекчированием, а также повышенной степенью метаморфических преобразований и интенсивной рудовмещающей альбит-карбонатно-слюдистой метасоматической минерализацией с радиоизотопными возрастами 1900–1700, 1100–900, 150–100 млн лет [Полеховский и др., 1995; Отчет..., 1991]. Максимально обогащенные руды концентрируются в наиболее деформированных центральных частях таких зон.

Гребневидные антиклинали и псевдодиапировые структуры Онежской мульды чаще формируются в результате пластического течения карбонатных пород верхнего ятулия. Во многом сходные образо-

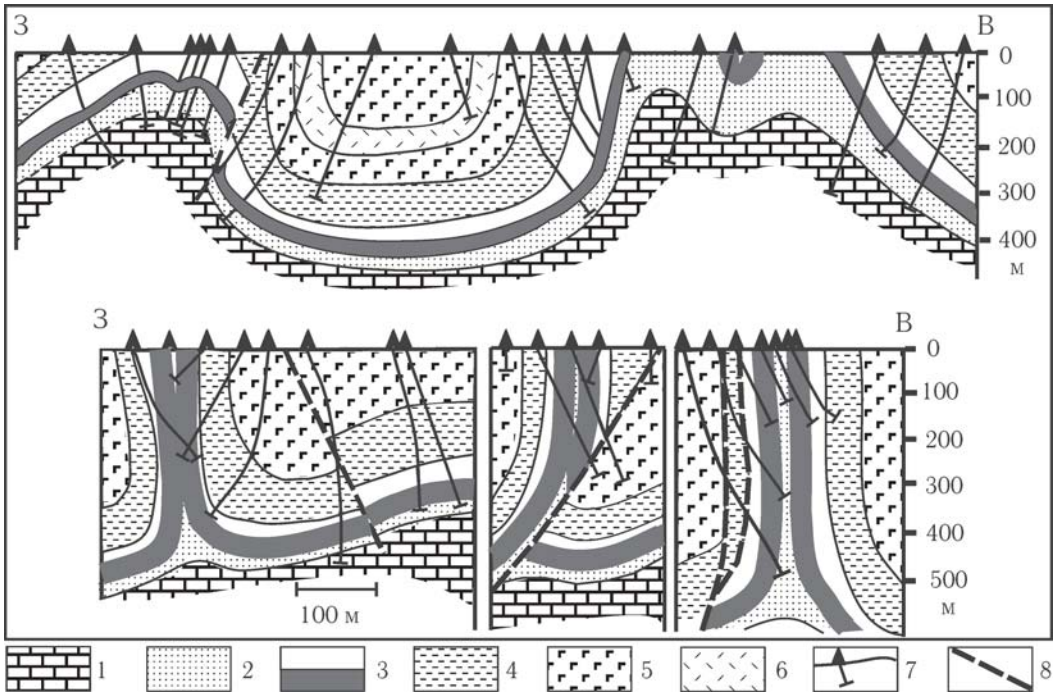


Рис. 4.30. Схематизированные поперечные профили через псевдодиапировые антиклинальные структуры Онежской мульды (по данным Отчета Центрально-Карельской экспедиции... [1991])

1–3 — вулканогенно-терригенно-карбонатная толща туломозерской свиты: 1 — нижняя, 2 — средняя, 3 — верхняя подсвиты; 4 — терригенные породы нижней подсвиты заонежской свиты; 5 — силлы габбро-долеритов; 6 — карбонатно-терригенные породы верхней подсвиты заонежской свиты; 7 — скважины; 8 — разрывные нарушения

вания были выявлены в связи с тектонометасоматической переработкой шунгитовых сланцев людиковия, обусловливающей развитие диапироподобных куполообразных структур, которые образуют обогащенные залежи углеродистых пород [Филиппов, Клабуков, 2000]. При этом формируются цепочки куполов вне всякой связи с «карбонатными диапирами». Эти данные свидетельствуют о существовании по крайней мере двух высокопластичных и подвижных горизонтов в разрезе Онежской депрессии, обладающих внутренней дисгармонией по отношению к смежным комплексам.

Шарниры складок Онежской мульды в целом воздымаются к северо-западу в направлении выходов гранитного основания, где наблюдаются центриклинальные и периклинальные замыкания пликативных структур. Здесь на границе архейских и палеопротерозойских комплексов отмечаются элементы структурной дисгармонии и развитие срыва на границе фундамент–чехол. Дисгармония подчеркивается более сложной по отношению к поверхности фундамента складчатой структурой карелид. Согласно данным Е.Н. Афанасьева [1990, 1997], в архейском фундаменте складчатые зоны маркированы разломами, зонами рассланцевания и повышенной трещиноватости. В породах палеопротерозойского комплекса те же зоны выражены в форме линейных гребневидных антиклинальных складок. При этом в ряде случаев отмечаются обращенные структуры: в антиклиналях чехла происходит выжимание пород вверх; при переходе в область фундамента на более глубинных срезах антиклинали трансформируются в клиновидные узкие синклинали, сложенные карельскими образованиями. Однако правило это не универсально: по простиранию морфология структур может меняться, и обращенные формы сменяются конформными дислокациями в фундаменте и чехле.

Наличие в межантиклинальных зонах широких корытообразных синклиналей, в пределах которых породы чехла почти не дислоцированы, свидетельствует об избирательном характере процессов деформации, сконцентрированных лишь по отдельным (антиклинальным) зонам. Поэтому способ передачи тектонической нагрузки, приводящей к деформации, по-видимому, не связан с объемным тангенциальным сжатием пород чехла, а обусловлен процессами горизонтального тектонического течения и срыва вдоль пластичных горизонтов. В качестве таковых выступали карбонатно-терригенные

отложения ятулия и углеродистые сланцы людиковия, зоны срыва и рассланцевания на границе фундамент–чехол и, возможно, более глубинные уровни кристаллического цоколя. Таким образом, наиболее вероятным механизмом формирования гребневидной складчатости является проявление многоярусных зон субгоризонтального тектонического течения.

Некоторые результаты геофизических исследований

Материалы по глубинному строению юга Карелии и территории Онежской мульды наиболее подробно изложены в: [Глубинное строение..., 2004; Голод и др., 1983]. По геологическим данным и характеру потенциальных полей можно предполагать, что основание Онежской мульды сложено кислыми породами (гранитами, гранитогнейсами, мигматитами с плотностью 2,65–2,68 г/см^3). Эти породы, принадлежащие архейскому фундаменту, оказывают влияние лишь на общий уровень гравитационного поля. Породы фундамента характеризуются устойчивыми значениями параметра плотности; ятулийско-людиковийские образования отличаются резкой дифференциацией плотности, зависящей от их петрографического состава. Глубина залегания верхней поверхности кристаллического цоколя и, соответственно, мощность разреза палеопротерозоя, сохранившегося в Онежской структуре, оценивается приблизительно в 2 км. В региональном гравитационном поле центральной части Онежской структуры соответствует слабая положительная аномалия, осложненная аномалиями более высоких порядков. Более интенсивные положительные аномалии отмечаются в южной части депрессии, скрытой под водами центральной части Онежского озера. Цепочка положительных гравитационных аномалий маркирует западный фланг структуры вдоль Койкарско-Выгозерской зоны. Отмечены также полосовые локальные аномалии силы тяжести, связанные со структурой палеопротерозойских толщ. При этом антиклиналям соответствуют отрицательные гравитационные аномалии, что заставляет предполагать подъем сиалических масс фундамента и их участие в строении антиклинальных структур; это подтверждено наблюдениями в краевых частях Онежской мульды (Кумсинская и Койкарская зоны) [Колодяжный, 1999б; Леонов и др., 1996]. Синклинальные же структуры фиксируются положительными локальными аномалиями.

Осям антиклиналей соответствуют положительные магнитные аномалии, что связано с наличием сильномагнитных даек габбро-диабазов. Форма аномалий ΔT_a и данные бурения показали, что диабазы в ядрах антиклиналей представляют собой кулисно расположенные тела с субвертикальным падением. Этот факт свидетельствует о внедрении базитов в условиях транстенсии.

Таким образом, гравиметрические и магнитные данные показывают: 1) наличие гранитно-метаморфического фундамента в основании впадины; 2) неравномерно-полосовую кулисно построенную структуру магнитного и гравитационного поля, связанную с характером гребневидной складчатости и сдвиговыми перемещениями, которые контролируют особенности размещения кулисных даек; 3) наличие положительной магнитной и гравитационной аномалий под водами Онежского озера.

Западная краевая часть Онежской мульды пересекается субмеридиональным сейсмопрофилем 1-ЕВ (см. рис. 4.29, 4.1). Общие особенности его геологической интерпретации были рассмотрены выше (см. раздел 4.1.2). В области Онежской мульды сейсмический образ коры позволяет выделить четыре слоя, различающихся морфологией и интенсивностью отражений (см. рис. 4.2, А). К северу от рассматриваемой структуры нижнекоровый слой (4) с интенсивными отражениями имеет субгоризонтальное залегание, а его подошва четко маркирует поверхность Мохо на глубинах 40–43 км. В основании Онежской мульды граница Мохо имеет «зубчатый» облик и погружается к южной части структуры до глубин порядка 50 км (см. рис. 4.2, А, интервал 980–1100 км). Соответствующее погружение испытывает и весь нижнекоровый слой, после чего он частично «растворяется» в мантии и в вышележащем сейсмически «гомогенном» слое (3) коры. Далее раздел Мохо теряется и отмечается область плавного перехода кора–мантия, над которой размещается сейсмически прозрачный «массив» в «рубашке» пород с повышенной отражательной способностью (см. рис. 4.2, А, интервал 1100–1150 км). Предполагается, что эта структура соответствует краевой части мантийного диапира, осевая часть которого располагается восточнее и обозначена гравитационной аномалией в центре акватории Онежского озера. Южнее нижнекоровый слой вновь появляется в основании свекофеннид в виде серии пластин, погружающихся в мантию (см. рис. 4.2, А, интервал 1140–1200 км). Совокупность свекофеннских покровов, надвинутых на Карельский массив, и этих нижнекоровых

пластин рассматривается в качестве структуры типа «пасть крокодила» [Глубинное строение..., 2004].

Среднекоровый слой (2) с интенсивными отражениями в основании Онежской структуры отличается чрезвычайно сложным строением. Он составлен пакетом тектонических пластин и чешуй, образующих структуры скучивания и надвигания в северном (для данного среза) направлении (см. рис. 4.2, А, интервал 1100–940 км). В интервале разреза 1100–1170 км, соответствующем наддиапировой (предполагаемой) области, рассматриваемый слой, напротив, существенно утонен, а порой и разорван. Севернее пикета 940 км (Кумсинская зона) для среднекорового слоя характерна южная вергентность тектонических чешуй, направленная навстречу Онежским среднекоровым структурам. Подстилающий Онежскую мульду верхнекоровый слой (1) с отражениями слабой интенсивности рассекается полого падающими к югу нарушениями, которые сливаются с тектоническими поверхностями средней коры.

Для более подробной характеристики структур верхней и средней коры в области Онежской мульды был использован структурный разрез МДС, составленный по методике дифференциального суммирования (рис. 4.31, Б; см. цв. вкл.). Он, так же как и разрез МОВ ОГТ, отражает высокую степень тектонической расслоенности верхних слоев коры. На фоне расслоенных доменов обособлены сейсмически прозрачные объемы, которые, по-видимому, соответствуют областям гранитизации и развития интрузий. В основании Онежской структуры дешифрируются системы нарушений, полого погружающихся к югу (см. рис. 4.31, А, Б). В интервале 940–960 км, в области Кумсинской зоны и Уницкого купола, отмечается смена вергентности тектонических поверхностей. На глубинах 1–10 км в этой переходной области дешифрируется система надвиговых дуплексов, образующих клинообразное тело и структуру нагнетания, выраженную на поверхности антиформой Уницкого купола (см. рис. 4.31, Б, интервал 940–960 км).

Южнее в тылу этой надвиговой структуры и в более верхних срезах коры отмечаются характерные приразломные изгибы отражений. Они позволяют предполагать сбросовый характер перемещений вдоль пологих разрывов, погружающихся к югу (см. рис. 4.31, Б, интервал 965–990 км). Нарушения такого типа прослеживаются под всей Онежской мульдой и проникают вверх по восстанию в выполняющие ее толщи палеопротерозоя. При этом на некоторых участках отмечается сгущение мелких отражающих площадок, образующих интерференционный рисунок пересечения ступенчатых, наклонных и горизонтальных поверхностей (см. рис. 4.31, Б, интервал 1060–1090 км). Наилучшим образом прослеживаются ступенеобразные пологопадающие отражения. Пакеты, имеющие волновую структуру такого рода, выходят на поверхность в областях развития силлов базитового состава, расслаивающих призму вулканитов и осадков Онежской депрессии (см. рис. 4.31, А). Эти данные позволяют предполагать, что внедрение мафитов происходило вдоль пологих ступенчатых сбросов. Их развитие предопределяло раскрытие декомпрессионных полостей «всасывания» магм в области крутых сегментов нарушений и сопряженное проявление пологих зон сбросового скольжения (выдавливания расплавов), сочленявших декомпрессионные «ловушки». Тектономагматические проявления такого рода имеют определенное сходство со структурами типа pull-apart и магматическими дуплексами [Тевелев, 2002; Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., 1997]. Во многом аналогичные структуры известны в литературе как дилатансионные сбросы, которые, согласно данным моделирования, могут контролировать перемещение флюидов и расплавов за счет положительных и отрицательных дилатансионных эффектов в плоскости ступенеобразного разрыва [Ferrill, Morris, 2003]. Таким образом, интенсивный силлогенез в области Онежской депрессии можно связать с развитием пологих ступенеобразных дилатансионных сбросов.

* * *

Модельные представления о строении Онежской структуры отражены на блок-диаграмме, построенной с учетом геологических и геофизических данных (рис. 4.31, А). Развитие данной тектонической депрессии можно связать с эволюцией двух кинематически обособленных уровней в пределах верхней–средней коры. Для нижнего структурного уровня в палеопротерозое было характерно развитие процессов горизонтального тектонического течения и глубинного надвигания в северных румбах. В результате происходил отток глубинных геомасс из-под Онежской впадины, а в ее обрамлении формировались области тектонического нагнетания (надвиговые дуплексы) и куполообразные поднятия (антиформы нагнетания) (см. рис. 4.31, А, Уницкий купол). Комплементарно с этими процес-

сами в пределах верхнего структурного уровня коры проявлялась обстановка растяжения. Здесь имело место развитие пологих ступенеобразных сбросов, зон сдвига и транстенсии, совокупность которых контролировала процессы магматизма и бассейнового осадконакопления. Эволюция системы такого рода хорошо объясняет последовательную миграцию Онежского бассейна к югу, процессы силлогенеза и вулканизма ятулийско-людиковийского времени.

4.2.5. Модель формирования Онежской тектонической депрессии и сдвиговых зон центральной части Карельского массива

Построение модели эволюции структурных ансамблей центральной части Карельского массива требует совокупного рассмотрения режимов осадконакопления, магматизма и структурообразования.

Исходные данные для построения модели

Для геодинамических реконструкций данной области первостепенное значение имеют следующие закономерности.

1. Центрально-Карельская зона сдвига и Онежская тектоническая депрессия вместе с осложняющими ее системами краевых и внутренних дислокаций составляют единый кинематически сопряженный структурный ансамбль. Онежская структура размещается в области диссипации и веерообразной виргации данной сдвиговой зоны. Пространственные сочетания сдвигов и впадин такого рода весьма распространены и имеют немало актуалистических примеров. Одним из них являются структуры в асфальтированной трассе, формирующиеся в результате срыва и скольжения верхнего компетентного слоя по битумному пластичному настилу в основании «первоклассного» американского автобана (рис. 4.32). В качестве более серьезных аналогий можно рассматривать соотношения южной части палеозойского бассейна Иллинойс с областью виргации сдвиговой зоны Нью Мадрид [McBride, 1998; McBride, Nelson, 1999], Восточно-Калифорнийской зоны сдвига и грабенообразных впадин в области ее расщепления [Sims et al., 1999]. Многочисленные примеры сопряженного развития впадин в областях затухания сдвигов приводятся А.И. Суворовым [1963], связывающим их развитие с проявлением динамопар: структур сжатия и растяжения во фронте и в тылу сдвигаемых блоков.

Разветвление в плане демонстрируют многие крупные сдвиги: Левантийский, Северо-Анатолийский, Мукуро-Чаманский и др. [Копп, 1997]. При этом в области виргации они нередко трансформируются в сбросы или надвиги, образуя структурные рисунки «ёлочка» или «конский хвост», что характерно для ситуации поступательного перемещения блоков в крыльях нарушения [Буртман и др., 1963; Лукьянов, 1991].

2. В пределах Центрально-Карельской зоны отмечается продольная структурная зональность, которая по направлению с северо-запада на юго-восток представлена последовательной сменой комп-

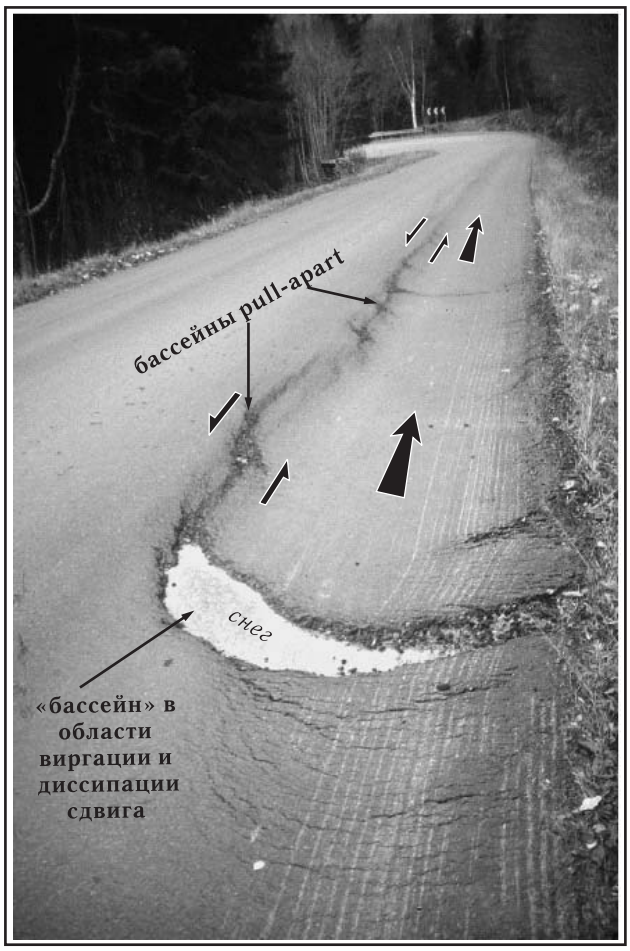


Рис. 4.32. Система сдвигов и сопряженных «бассейнов» в асфальтированной дороге, сформировавшаяся в результате срыва и скольжения верхнего компетентного слоя по битумному настилу в основании покрытия «первоклассного» американского автобана. По: [Roberts, 2000] (адаптировано)

лементарных сегментов: 1) латерально-продольного выжимания и течения геомасс к юго-востоку в область Сегозерской мульды; 2) переходным сегментом с сочетанием структурных парагенезов продольного выжимания и нагнетания; 3) сегментом латерально-продольного нагнетания в юго-восточной части Сегозерской структуры (см. рис. 4.9, А, Б). К югу от оз. Сегозеро зона испытывает веерообразную виргацию и диссипацию, разветвляется и сливается со сдвигами, обрамляющими и пронизывающими Онежскую структуру. В целом на фоне сдвиговых дислокаций в Центрально-Карельской зоне интенсивность компоненты поперечного сжатия структур постепенно убывает к юго-востоку, что собственно и контролирует процессы продольного тектонического течения в том же направлении: из зоны повышенной компрессии в область геодинамических «убежищ». Следствием этого является формирование сопряженных сегментов выжимания и нагнетания.

Такого рода геометрия и кинематика свойственны зонам дислокаций, развивавшихся в связи с ротационным ножницеобразным характером перемещений блоков, расположенных в бортах зоны сдвига [Копп, 1997; Allerton, 1998; Carey, 1955). С вращением крупных объемов геомасс, включающих в себя протяженные сегменты сдвиговых зон, часто связано изменение знака сдвиговых перемещений в пределах последних. Кинематическая инверсия была установлена для Койкарско-Выгозерской зоны, что может быть объяснено ее вращением из сектора, благоприятного для левосторонних перемещений, к позиции, контролирующей правые сдвиги. Для южной части Центрально-Карельской зоны аналогичная версия появилась на основании изучения разноориентированных сдвигов высокого порядка.

3. Данные структурно-парагенетического анализа и изотопного датирования тектонитов свидетельствуют о длительном развитии сдвиговых зон Центральной Карелии, которые заложились в конце архея. В сумийско-сариолийское время они контролировали размещение рифтогенных структур типа pull-apart. В позднем ятулии в области трансстенсионного веера Центрально-Карельской зоны обособилась Онежская депрессия, которая в дальнейшем последовательно мигрировала в южном направлении. Во второй половине людиковия (2,05–1,95 млрд лет) Онежская структура представляла собой вулканическую депрессию надплюмового происхождения. В это же время синхронно с формированием силлов и излиянием лав пикробазальтов более северные сегменты Центрально-Карельской зоны находились в условиях транспрессии, что фиксируется характерными тектонитами с Rb-Sr изохронным возрастом 2010±80 млн лет. Эта ситуация сохранялась в калевии–вепсии (1,95–1,65 млрд лет) с той разницей, что магматическая активность почти полностью угасла, а остаточные бассейны с молассоидными осадками становились все более локальными и постепенно мигрировали к югу. Следуя этой миграции, последовательно наращивалась в южных румбах область транспрессии, о чем позволяют судить Rb-Sr и K-Ar изотопные возрасты тектонитов на юге оз. Сегозеро (1870±90 млн лет), в Кумсинской зоне (1830±10 и 1670±60 млн лет) и в испытавшей инверсию центральной части Онежской впадины (1900–1700 млн лет).

Таким образом, можно полагать, что на фоне сдвиговых перемещений по простиранию Центрально-Карельской зоны комплементарно сосуществовали обстановки транспрессии и транстенсии, а соответствующие им области, охваченные инверсией, либо, наоборот, тектоническим прогибанием, испытывали сопряженную миграцию в южных румбах.

4. В строении Онежской мульды обособлены зоны сдвиговых дислокаций с характерными гребневидными антиклиналями, которые чередуются с широкими корытообразными синклиналями. В пределах последних палеопротерозойские комплексы почти не деформированы (см. рис. 4.30). Развитие этих структур нельзя объяснить объемным тангенциальным сжатием пород чехла. Механизм их формирования, возможно, связан с горизонтальным тектоническим течением и развитием срывов вдоль пластичных горизонтов. В качестве таковых выступали карбонатно-терригенные отложения ятулия и углеродистые сланцы людиковия, зоны рассланцевания на границе фундамент–чехол и, вероятно, более глубинные уровни кристаллического цоколя. Возможности формирования зон пониженной вязкости и потенциального срыва в основании палеопротерозойских толщ были рассмотрены выше при описании тектонитов Кумсинской зоны. Как было отмечено, важным фактором при этом являются «экранирующие» свойства вулканогенно-осадочного чехла, обусловливающие накопление флюидов и сгущение геоизотерм в подстилающих комплексах («эффект цоколя» [Сомин, 1971; Сомин, Видяпин, 1987]).

Анализу механизмов формирования гребневидной диапироподобной складчатости посвящено много работ, в которых подчеркивается важная роль

при развитии этих структур процессов горизонтального течения пластичных горизонтов [Harris, Koyi, 2003; Koyi, Skelton, 2001; Schultz-Ela, Walsh, 2002; Sims et al., 1999]. Серия аналоговых экспериментов, моделирующих процессы сопряженного развития грабенов и диапироподобных складок национального парка Каньонлэнд штата Юта, наиболее полно иллюстрирует это положение [Schultz-Ela, Walsh, 2002]. В данном случае развитие складок в эвапоритах формации Парадокс происходит синхронно с растяжением и формированием грабенов в перекрывающих компетентных толщах (рис. 4.33, А, Б). Области деструкции хрупкого слоя контролируют размещение диапироподобных структур (см. рис. 4.33, В). Главным условием, обеспечивающим развитие этой системы дислокаций, является направленное течение пластичного слоя эвапоритов к области разгрузки. Интенсивность этого процесса предопределяет «шаг» развития зон складчато-разрывных нарушений.

Как показывают данные моделирования, присдвиговые бассейны при наличии пластичного текучего горизонта в их основании приобретают черты, существенно отличающие их от классических структур типа pull-apart [Sims et al., 1999]. Процессы горизонтального течения в пластичном слое предопределяют сложную структуру особой разновидности впадин pull-apart. Синхронно становлению таких бассейнов в них формируются внутренние поднятия, развиваются корытообразные и диапироподобные складки, во многом сходные со структурами Онежской мульды и Кумсинской зоны (рис. 4.34).

5. Геолого-геофизические данные позволяют полагать, что развитие Онежской тектонической деп-

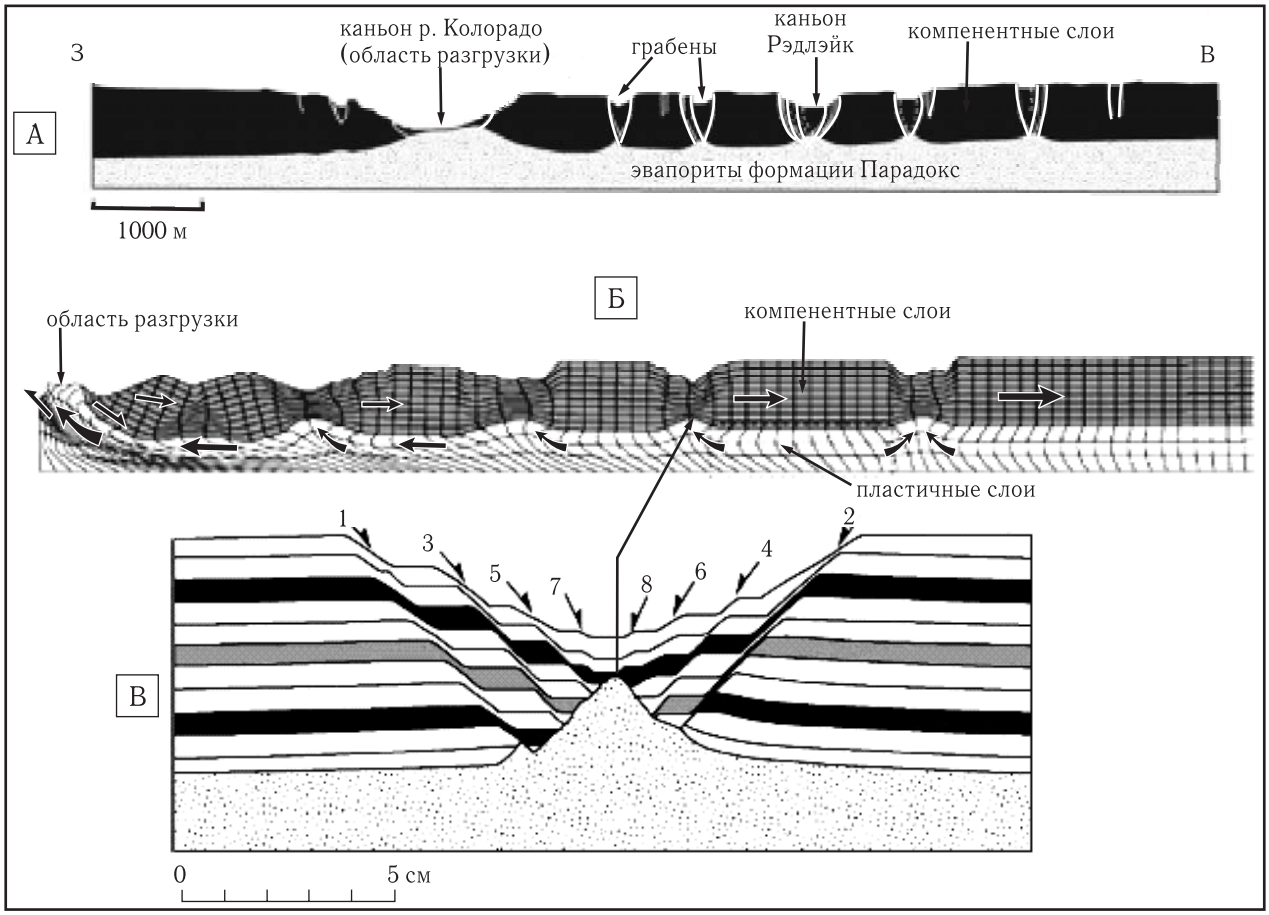


Рис. 4.33. Структурный разрез северной части района Грабенов национального парка Каньонлэнд штата Юта (А), экспериментальная модель, отражающая развитие диапироподобных складок в условиях течения нижнего пластичного слоя и растяжения верхнего компетентного горизонта (линии отражают характер деформации и направления течения вещества; до деформации они имели горизонтальное и вертикальное положение) (Б) и фрагмент модели на рис. 4.33, Б (цифры — последовательность развития сбросов) (В). По: [Schultz-Ela, Walsh, 2002] (адаптировано)

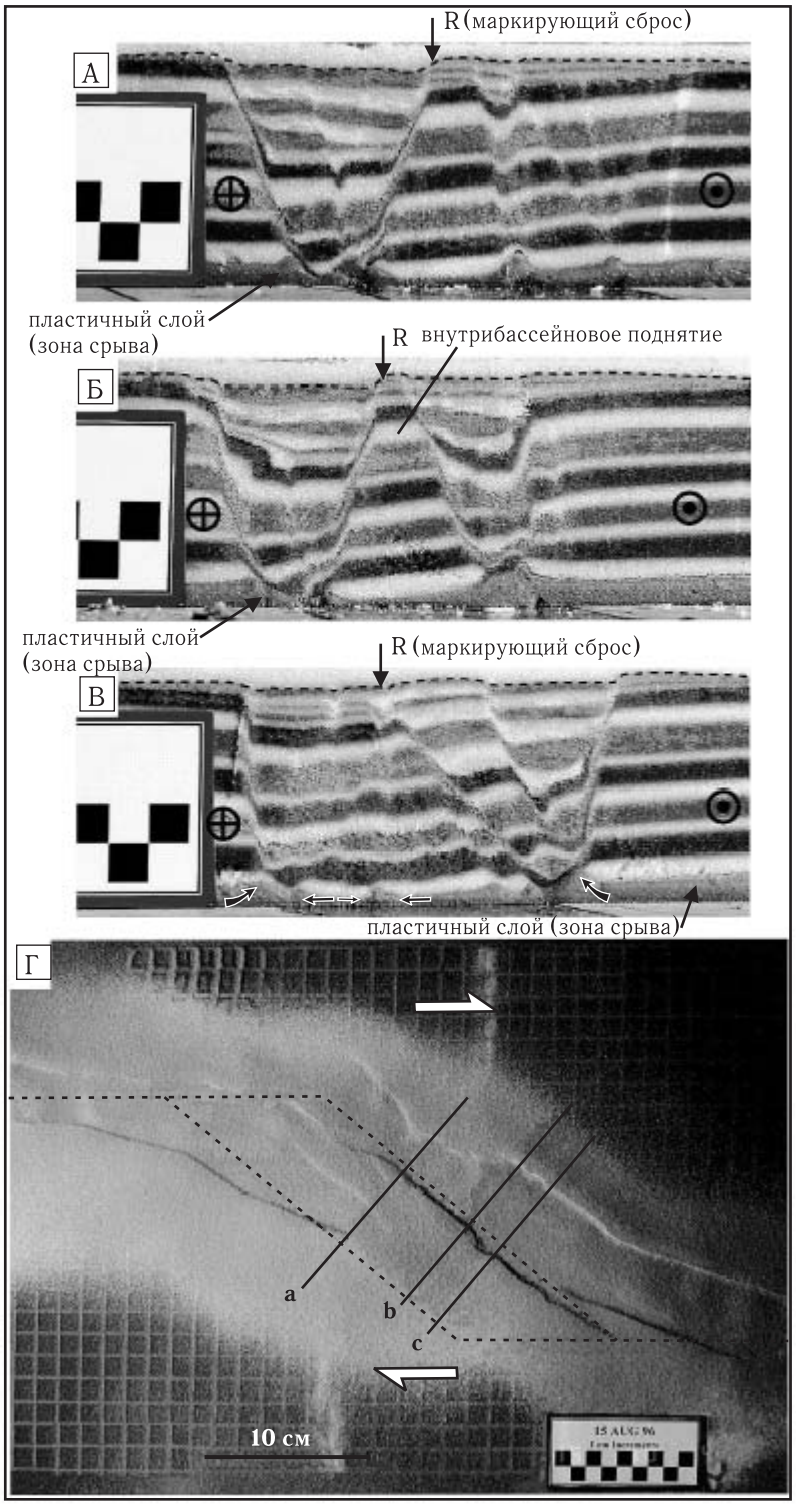


Рис. 4.34. Экспериментальная модель формирования бассейнов типа pull-apart, развивающихся над пластичным слоем с изначальной мощностью 1 см (шпатлевка). В пределах последнего развиваются диапироподобные структуры и горизонтальный срыв (decollement). По: [Sims et al., 1999] (адаптировано)

рессии во многом было связано с горизонтальным тектоническим течением и оттоком глубинных геомасс из-под области впадины. В результате этого сформировались «слепые» надвиги глубинных горизонтов коры и зоны нагнетания–воздымания в обрамлении мульды. В верхних уровнях коры комплементарно с этим процессом в обстановке растяжения развивались пологие ступенчатые сбросы и зоны транстенсии (см. рис. 4.31). Последовательная миграция сбросов к югу контролировала соответствующее перемещение бассейнов согласно принципам модели простого сдвига [Wernicke, 1985]. Это,

в свою очередь, предопределялось глубинным перетеканием масс в северных румбах и к бортам Онежской впадины. В процессе развития пологих сбросов верхние пластины коры смещались к югу сопряженно с правосдвиговыми дислокациями в Койкарско-Выгозерской зоне (см. рис. 4.29). Поверхности ранних сбросов в северной части Онежской мульды последовательно отмирали и испытывали деформации. Южнее зарождались новые пологие системы сбрасывания и соответствующие им бассейны,

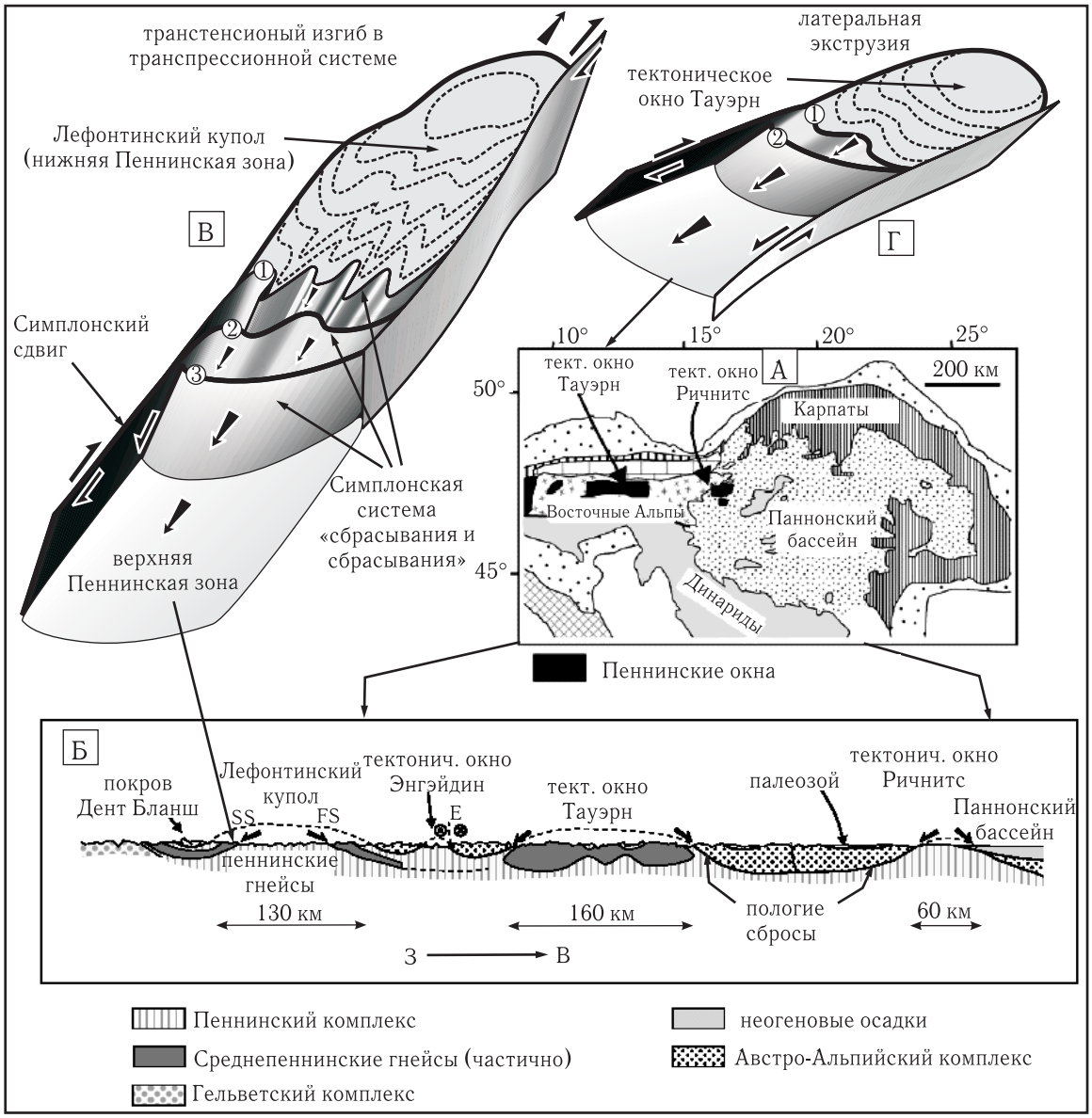


Рис. 4.35. Схема размещения тектонических окон в восточной части Альпийского пояса (А). Схематизированный продольный (З–В) профиль через Центральные и Восточные Альпы, иллюстрирующий процессы эксгумации нижних высокометаморфизованных (Пеннинских) покровов в результате постколлизионного продольного растяжения и развития пологих сбросов, обеспечивающих тектоническую эрозию верхних пластин (Б); схематизированные блок-диаграммы, иллюстрирующие механизмы формирования Лефонтинского купола и тектонического окна Тауэрн в результате сопряженного развития сдвигов и систем «сбрасывания и сбрасывания» (В, Г)

На Б*:* SS, FS — сдвиговые зоны — пологие срывы: Симплонский, Форкола, соответственно; E — сброс: Энгэйдин. По: [Frisch et al., 2000] (адаптировано)

На В *и* Г*:* индивидуальные особенности структур объясняются механизмами транстенсионного изгиба в транспрессионной системе (В) и латеральной экструзии геомасс (Г). Цифры — последовательность развития пологих сбросов. Составлено по материалам: [Mancktelow, Pavlis, 1994]

которых постигала участь предшественников в процессе латерального наращивания веера сдвигов и области транспрессии–инверсии.

Такого рода процессы, отражающие развитие сдвигов и сопряженных систем «сбрасывания и сбрасывания», характерны для многих зон дислокаций с латерально-продольным течением геомасс. Наиболее полно они охарактеризованы на примерах постколлизионных структур Альпийского пояса, иллюстрирующих процессы продольного растяжения и развития пологих сбросов. Это обеспечивало тектоническую эрозию верхних пластин и эксгумацию нижних Пеннинских покровов в тектонических окнах и ядрах куполов [Frisch et al., 2000; Mancktelow, Pavlis, 1994]. Сопряженно с этим процессом формировались межгорные впадины и осадочные бассейны (рис. 4.35, А, Б). Механизм «сбрасывания и сбрасывания» был детально изучен на примере Лефонтинского купола Центральных Альп и структур восточного борта бассейна Долины Смерти в Калифорнии [Mancktelow, Pavlis, 1994]. Лефонтинский купол, в ядре которого эксгумированы нижние Пеннинские покровы, развивался в области транстенсионного изгиба транспрессионной Симплонской зоны сдвига за счет многократного сбрасывания и смятия сбросовых сместителей в складки продольного течения (см. рис. 4.35, В). Эта структура может быть сопоставлена с системой Уницкий купол — сбросы Онежской депрессии — Койкарская зона сдвига (см. рис. 4.31). Вполне возможно сопоставление нашего случая со структурами обрамления тектонического окна Тауэрн Восточных Альп, развивавшихся по механизму латеральной экструзии (см. рис. 4.35, Г).

Явления латерально-продольного течения (экструзии) обычно объясняют воздействием жестких инденторов и выступов (ороклинов) «рамы» складчатых поясов, обеспечивающих выдавливание геомасс в области разгрузки [Копп, 1997; Хаин, 1984; Carey, 1955, 1982]. В немалой степени этому процессу способствуют ротационные движения крупных коллидирующих блоков, что было обосновано на примере Альпийско-Гималайского пояса работами С.Кэри [Carey, 1955] и М.Л. Коппа [1997]. Эти представления вполне могут быть использованы по отношению ко всей Центрально-Карельской зоне сдвига и сопряженной с ней Онежской впадине.

Однако за рамками этой «ротационно-индентор-ной» модели остаются особенности тектоники глубинных частей разреза корового слоя Карельского массива, отражающие процессы горизонтального тектонического течения, развития надвиговых дуплексов и зон нагнетания–воздымания. Сходные структуры наблюдаются в нижних метаморфических покровах Северных и Центральных Апеннин [Scisciani et al., 2002; Cello, Mazzoli, 1996]. В частности, на западе Тоскании детально изучены глубинные покровы и связанные с ними системы дуплексов — антиформ нагнетания. Их развитие предопределяло формирование листрических сбросов и проявление режима растяжения в верхних Лигурийских покровах (рис. 4.36). По материалам сейсмопрофиля 1-ЕВ, глубинные надвиги и дуплексы нагнетания дешифрируются в основании Уницкого купола (см. рис. 4.31, А). При этом в верхних уровнях коры развиты пологие сбросы и связанные с ними силлы. Деструктивные процессы посредством развития пологих сбросов (механизм простого сдвига) способны релаксировать значительные нагрузки растяжения без разрыва сплошности континентальной коры.

Перечисленные особенности тектоники центральной и южной частей Карельского массива отражают, на первый взгляд, гетерогенные геодина-

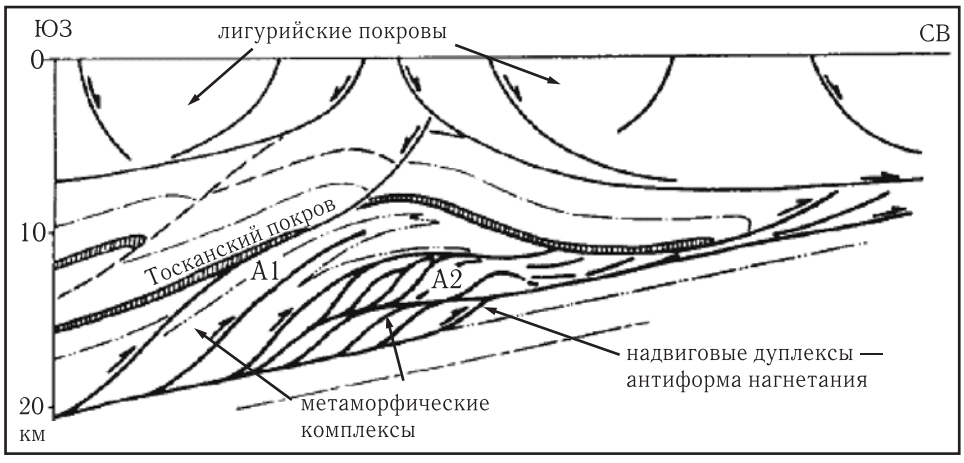


Рис. 4.36. Схематизированный разрез, отражающий развитие надвиговых дуплексов и антиформы нагнетания в нижних покровах и комплементарные процессы растяжения в верхних пластинах Лигурийских покровов. По: [Cello, Mazzoli, 1996] (адаптировано)

мические режимы, которые либо проявляются синхронно и комплементарно сочетаются в пространстве, либо последовательно сменяются во времени. Для понимания пространственно-временных соотношений тектонических процессов необходима соответствующая модель эволюции региона.

Стадии эволюции структурных ансамблей центральной части Карельского массива в палеопротерозое

На основании анализа структурно-кинематических парагенезов и рисунков, особенностей осадконакопления и магматизма, была предпринята попытка составить палинспастическую модель формирования системы дислокаций центральной и южной частей Карельского массива (рис. 4.37). Ранее геодинамику этой области автор рассматривал в «статических» условиях без учета вращения крупных объемов геомасс, включающих протяженные сегменты сдвиговых зон [Колодяжный, 2002б]. При этом оставался ряд вопросов, объяснение которым можно найти в рамках системы деформационных структур, развивающихся в ротационных и нестационарных условиях. Предлагаемая модель строилась в последовательности, обратной временной, т.е. от современной структуры к древней с учетом и снятием наложенных деформаций. Однако ниже она рассматривается в качестве прямой эволюционной системы.

Поздние стадии ребольского цикла. Характер современного положения лопийских зеленокаменных поясов с учетом последующих тектонических перемещений позволяет предположить, что к концу архея они имели преимущественно северо-западную ориентировку (в современных координатах). На стадии затухания процессов мигматизации и формирования куполов начинают формироваться левосдвиговые зоны, магистрали которых приспосабливались к ослабленным в реологическом отношении «зеленокаменным швам» (см. рис. 4.37, А). Области динамического влияния сдвигов охватывали обширные ареалы гнейсогранитов, в которых формировались C-S-структуры, отражающие объемный характер пластических деформаций. В этих условиях крупные мигматит-гранитные купола в результате наложенных дислокаций испытывали фрагментацию на ряд купольно-линзовых структур.

Селецкий цикл. Начало протерозоя в регионе ознаменовалось широким проявлением вулканизма сумийского времени (2,44 млрд лет), развитием даек и становлением расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий в условиях верхней части континентальной коры. Большинство исследователей рассматривают этот период в связи с рифтогенным режимом развития территории, связанным с формированием мантийных диапиров [Коросов, 1991; Сыстра, 1991; Шарков, 1984; Шарков и др., 2000; Amelin et al, 1995; Vogel et al., 1998]. На примере Койкарской зоны было показано, что вулканиты сумия размещались в локальных грабенообразных впадинах — бассейнах типа pull-apart, формировавшихся при левосдвиговых перемещениях (см. рис. 4.37, Б). Эти динамические условия сохранялись и в сариолийское время. Присдвиговые депрессии имели сложную внутреннюю морфологию. Их центральные части нередко были осложнены внутрибассейновыми поднятиями и купольно-сдвиговыми структурами — выступами пород фундамента, в бортах которых накапливались шлейфы микститоподобных образований. Следы этих явлений были отмечены в пределах Кумсинской зоны. Основываясь на упомянутых выше данных моделирования (см. рис. 4.34), можно предположить, что зоны сдвига и связанные с ними структуры pull-apart в глубинных срезах коры надстраивались пластичными уровнями срыва и горизонтального тектонического течения. Именно эти явления могли обусловить сложную морфологию присдвиговых бассейнов.

С началом протерозоя начали проявляться разноранговые ротационные эффекты, обусловившие, в частности, развитие за счет ножницеобразных перемещений транстенсионного веера Центрально-Карельской зоны (см. рис. 4.37, Б–Ж). В соответствии с кинематикой левосдвиговых зон, проявлялись процессы вращения структур против часовой стрелки, но при этом крупные массивы горных масс и протяженные сегменты сдвигов испытывали поворот в обратном направлении, что отразилось в рассеивании ориентировок плоскостей сдвиговых перемещений. Это крупноранговое вращение позволяет предполагать, что ранние сдвиги высокого порядка в результате разворота крупных блоков по часовой стрелке переориентировались в иную позицию, тогда как вдоль главного (северо-западного в современных координатах) структурообразующего направления закладывались новые системы сдвиговых дислокаций. В целом можно предположить, что имело место общее спиновое вращение, которое складывалось из различно ориентированных вращательных моментов разноранговых систем.

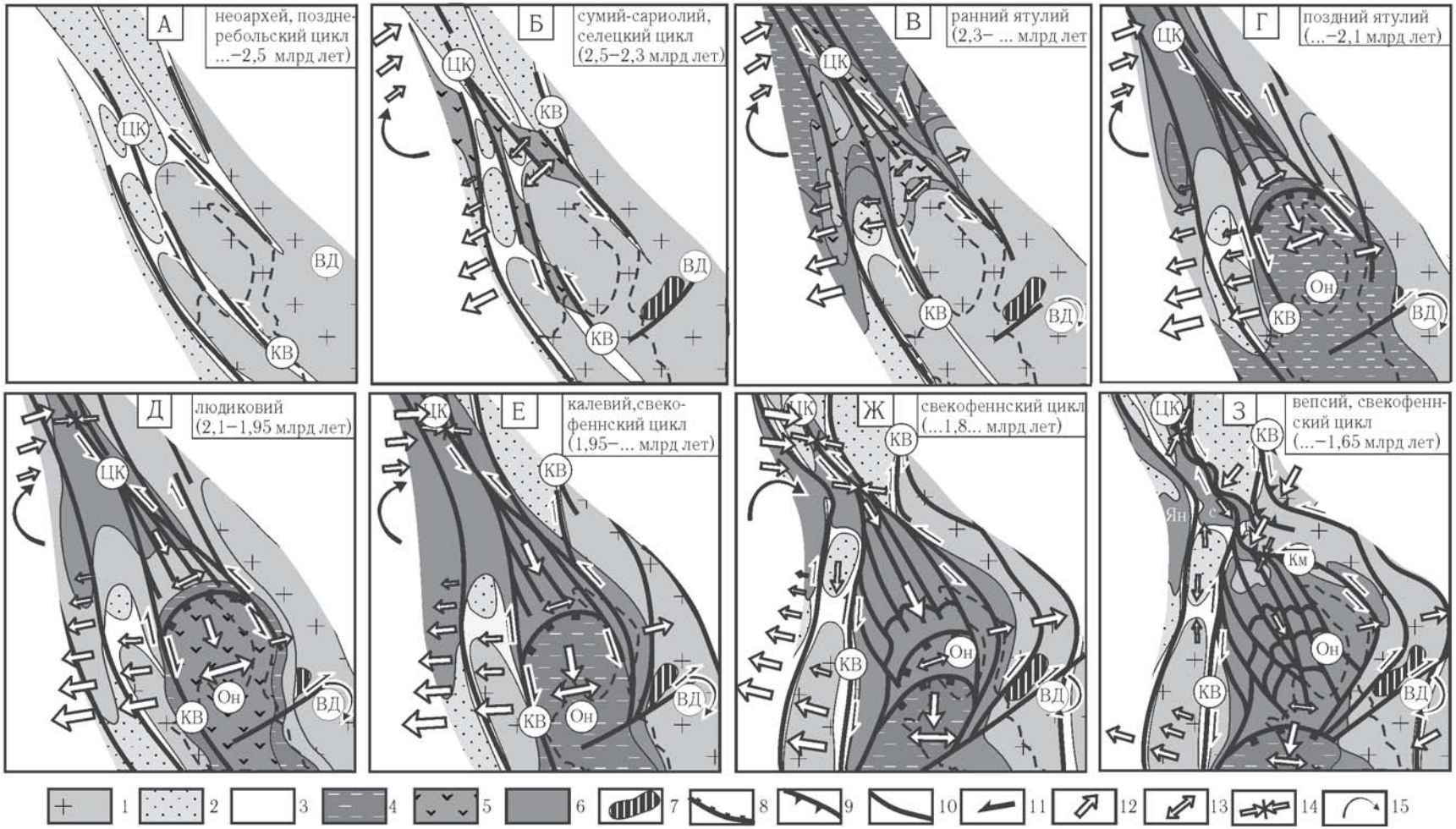


Рис. 4.37. Структурно-кинематическая модель эволюции Центрально-Карельской зоны сдвига и сопряженной с ней Онежской мульды

1, 2 — гранитогнейсы с возрастом более 2,8 млрд лет (1) и 2,8–2,7 млрд лет (2); 3 — лопийские зеленокаменные пояса; 4 — вулканогенно-осадочные бассейны; 5 — вулканогенные депрессии; 6 — палеопротерозойские комплексы (бассейны, испытавшие инверсию); 7 — расслоенные интрузии (2,5–2,4 млрд лет); 8 — листрические сбросы; 9 — надвиги; 10 — взбросо-сдвиги; 11–15 — направления: 11 — сдвиговых перемещений, 12 — тектонического транспорта, 13 — растяжения (области транстенсии), 14 — сжатия (области транспрессии), 15 — вращения

Буквенные обозначения: ВД — Водлозерский домен; сдвиговые зоны: ЦК — Центрально-Карельская, КВ — Койкарско-Выгозерская, Км — Кумсинская; протерозойские мульды: Он — Онежская, С — Сегозерская, Ян — Янгозерская

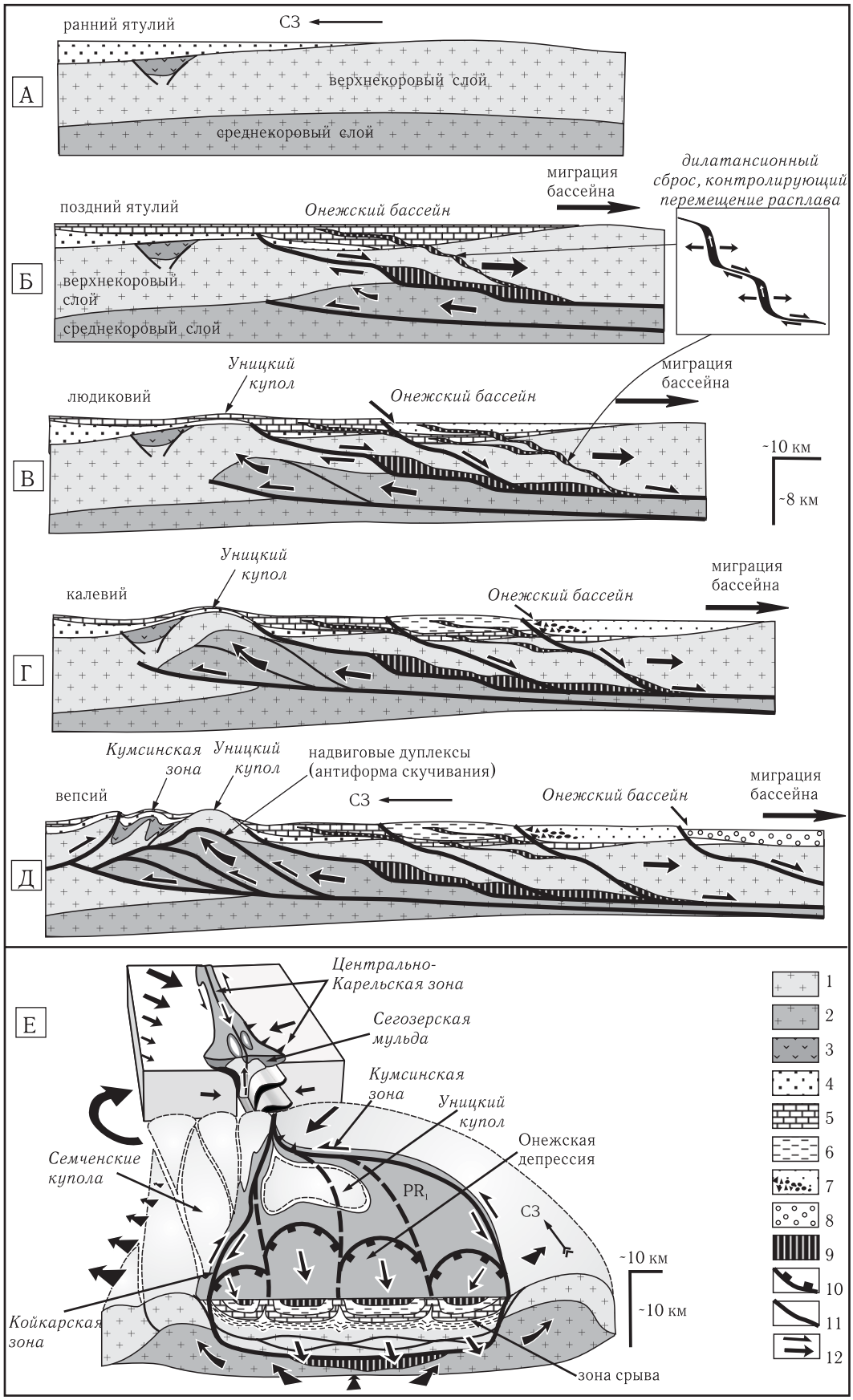
Этот феномен проявлялся на протяжении всего палеопротерозоя с особо высокой интенсивностью в процессе свекофеннского тектонического цикла.

В раннем и среднем ятулии (2,3–2,2 млрд лет) значительная часть Карельского массива представляла собой внутриконтинентальный мелководный бассейн, в пределах которого накапливались терригенные осадки протоплатформенного чехла. При этом область будущей Онежской депрессии находилась в условиях размыва и накопления аллювиальных, отчасти прибрежных осадков [Соколов и др., 1970]. Фазы проявления ятулийского вулканизма, как следует из: [Светов, 1979; Соколов и др., 1970], не имели площадного развития, а были локализованы в определенных структурных позициях. Одна из областей наиболее интенсивного вулканизма, реконструированная на основании анализа мощностей лавовых потоков, размещалась в районе озер Сегозеро и Янгозеро, а также Северного Прионежья. Форма этого вулканического «узла» в плане напоминает треугольник и позволяет предполагать его связь с развитием транстенсионного веера Центрально-Карельской зоны (см. рис. 4.37, В). Концентрированное проявление процессов деструкции и растяжения коры в этой области было обусловлено вращением и ножницеобразным перемещением крупного массива горных масс в западном борту системы дислокаций.

В позднем ятулии (2,2–2,1 млрд лет) начал формироваться Онежский бассейн с мелководным карбонатно-терригенным осадконакоплением. Предполагаемая кинематическая ситуация была во многом сходна с предшествующей с той разницей, что в развитии области тектонического прогибания начали играть важную роль процессы формирования пологих ступенчатых сбросов (рис. 4.38, Б; см. рис. 4.37, Г). С их проявлением было связано становление силлов габбро-долеритов, расслаивающих толщи ятулия. Наиболее крупным из них являлся Святнаволокский рудоносный силл в западной части Онежской структуры. Внедрение мафитов происходило вдоль пологих ступенчатых дилатансионных сбросов, развитие которых предопределяло раскрытие декомпрессионных полостей «всасывания» магм в области крутых сегментов нарушений и сопряженное проявление пологих зон сбросового скольжения, сочленявших декомпрессионные «ловушки» (см. рис. 4.38, Б, фрагмент). Интенсивный силлогенез, связанный с развитием дилатансионных сбросов, проявлялся и в дальнейшем.

К началу людиковия (2,1 млрд лет) осадочные бассейны большей части Карельского массива испытали инверсию, а осадконакопление продолжалось лишь в локальных впадинах, в частности, в Онежской, где накапливались шунгитовые сланцы и карбонатно-терригенные осадки с подчиненными потоками базальтов и их туфов. Во второй половине людиковия (2,05–1,95 млрд лет) проявилась высокая магматическая активность, связанная с астеносферным мантийным диапиром [Куликов и др., 1999; Пухтель и др., 1995; Puchtel et al., 1999]. Имело место массовое излияние пикробазальтов, сформировавших вулканическое плато в пределах Онежского бассейна, который постепенно мигрировал в южном направлении (см. рис. 4.37, Д). Вполне вероятно, что именно на этом этапе в связи с воздействием мантийного диапира начали проявляться процессы глубинного горизонтального течения, обусловившие отток геомасс из-под области Онежской депрессии к ее бортам. В результате этого формировались «слепые» надвиги в глубинных срезах коры и зоны нагнетания–воздымания в обрамлении мульды. В верхних уровнях коры комплементарно с этим процессом в обстановке растяжения развивались пологие дилатансионные сбросы и зоны транстенсии (см. рис. 4.38, В). Перетекание глубинных геомасс к краям депрессии и смещение верхних пластин коры в южном направлении по системе пологих сбросов контролировало миграцию Онежского бассейна согласно принципам механизма простого сдвига.

Однако в пределах верхней коры в позднем людиковии действовали и другие факторы структурообразования, связанные со сдвиговой тектоникой. Синхронно с формированием силлов и излиянием лав пикробазальтов Онежской впадины северные сегменты Центрально-Карельской зоны находились в условиях транспрессии, что фиксируется характерными тектонитами с Rb-Sr изохронным возрастом 2010±80 млн лет. Транспрессионная область постепенно мигрировала в южных румбах, что обеспечивало инверсию областей осадконакопления и соответствующий «откат» Онежского бассейна, который размещался в области транстенсионного веера Центрально-Карельской зоны сдвига (см. рис. 4.37, Д). Таким образом, на фоне сдвиговых перемещений по простиранию Центрально-Карельской зоны комплементарно сосуществовали обстановки транспрессии и транстенсии, а соответствующие им области, охваченные инверсией, либо, наоборот, тектоническим прогибанием, испытывали сопряженную миграцию в южных румбах. Эти динамические особенности можно объяснить вращением по часовой стрелке крупного массива по-


А
ранний ятулий
СЗ
верхнекоровый слой
среднекоровый слой
Б
поздний ятулий
Онежский бассейн
миграция бассейна
дилатансионный сброс, контролирующий перемещение расплава
верхнекоровый слой
среднекоровый слой
В
людиковий
Уницкий купол
Онежский бассейн
миграция бассейна
~10 км
~8 км
Г
калевий
Уницкий купол
Онежский бассейн
миграция бассейна
Д
вепсий
Кумсинская зона
Уницкий купол
надвиговые дуплексы (антиформа скучивания)
СЗ
Онежский бассейн
миграция бассейна
Е
Центрально-Карельская зона
Сегозерская мульда
Кумсинская зона
Уницкий купол
Онежская депрессия
Семченские купола
PR1
СЗ
~10 км
~10 км
Койкарская зона
зона срыва
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

←

Рис. 4.38. Стадии формирования Онежской тектонической депрессии (вид в продольном сечении) (А–Д) и объемная модель Онежской мульды, иллюстрирующая ее структурную позицию в системе дислокаций Центрально-Карельской зоны (Е)

1, 2 — архейская континентальная кора верхнего (1) и среднего (2) уровней; 3 — сумийские вулканиты; 4 — раннеятулийские терригенные осадки и вулканиты; 5 — позднеятулийские карбонатно-терригенные отложения; 6 — людиковийские пелитовые осадки и вулканиты; 7 — калевийские терригенные осадки; 8 — вепсийские песчаники; 9 — массивы и силлы габбро-долеритов; 10 — пологие сбросы; 11 — разрывы; 12 — направления перемещений геомасс

род в западном борту системы дислокаций, что оказывало «ротационно-инденторное» воздействие на ансамбль структур Центрально-Карельской зоны и Онежской депрессии (см. рис. 4.37, Д).

Свекофеннский цикл. Время накопления континентальных молассоидных осадков калевия (1,95–... млрд лет) отчасти соответствует периоду проявления свекофеннских коллизионных событий. Свекофеннские дислокации носили объемный характер и охватывали породы палеопротерозойского чехла и архейского фундамента, обусловливая структурно-вещественную ремобилизацию кристаллического цоколя в условиях хрупкопластических деформаций. Во всех комплексах пород с нарастающей интенсивностью продолжали развиваться зоны сдвигов различного ранга, кулисные эшелоны диагональных присдвиговых складок, системы сдвиговых дуплексов и структуры вращения тектонических линз. На данном этапе продолжала развиваться кинематическая ситуация, выявленная для людиковийского времени. Магматическая активность полностью прекратилась. Онежский бассейн еще более локализовался и постепенно смещался к югу. В область осадконакопления поступали обломки людиковийских шунгитовых сланцев из северной части прогиба, испытавшей инверсию и воздымание. Сопряженная миграция бассейна и области транспрессии–инверсии по-прежнему отчасти контролировалась «ротационно-инденторным» механизмом (см. рис. 4.37, Е).

На этом этапе и в последующее вепсийское время развитие Онежской депрессии также было связано с особенностями эволюции пологих сбросов и оттоком глубинных геомасс к краям впадины (см. рис. 4.38, Г, Д). В ее обрамлении формировались системы куполообразных поднятий (Уницкий купол, Семченские купола и др.), в основании которых развивались надвиговые дуплексы и антиформы нагнетания. Поверхности ранних сбросов в северной части Онежской мульды последовательно отмирали и испытывали деформации. Южнее зарождались новые пологие системы сбрасывания и соответствующие им бассейны молассоидных и красноцветных осадков, которых постигала участь предшественников в процессе латерального наращивания веера сдвигов и области инверсии (см. рис. 4.37, Ж, З). Такого рода явления, отражающие развитие сдвигов и сопряженных систем «сбрасывания и сбрасывания», характерны для многих зон дислокаций с латерально-продольным течением геомасс [Mancktelow, Pavlis, 1994]. В рассматриваемом случае процессы латеральной экструзии развивались по простиранию Центрально-Карельской зоны в результате вращения по часовой стрелке массива пород в ее западном борту. В результате этого «ротационно-инденторного» воздействия происходило выдавливание геомасс в юго-восточном направлении к области раскрытия декомпрессионного веера сдвигов, пронизывающих Онежскую структуру (см. рис. 4.37, Ж, З). Эволюция этих сдвигов высокого порядка вместе с процессами горизонтального течения пластичных горизонтов в разрезе и в основании палеопротерозойских комплексов обеспечивали условия для формирования гребневидных диапироподобных складок.

При развитии пологих сбросов в области Онежской структуры верхние пластины коры смещались к югу сопряженно с правосдвиговыми дислокациями в Койкарско-Выгозерской зоне. Данная зона сдвига в ранние периоды своего развития характеризовалась левосторонними перемещениями, но на протяжении палеопротерозоя она испытала инверсию знака сдвиговых смещений. Этот факт хорошо согласуется с механизмом вращения обширного массива пород, включавшего в себя протяженный сегмент данной зоны. В конечном итоге она заняла позицию, благоприятную для правых сдвигов, и на протяжении всего свекофеннского цикла комплементарно сочеталась с перемещениями вдоль пологих сбросов Онежской депрессии, выступая в качестве зоны их краевого ограничения и трансляции (см. рис. 4.37, Е–З).

В конце свекофеннского цикла конфигурация сдвиговых зон усложнилась за счет дифференцированных перемещений различных блоков. В частности, в результате поперечного выдвигания Южно-Сегозерского кристаллического выступа обособилась Кумсинская зона сплющивания, являвшаяся

изначально продолжением Центрально-Карельской зоны (см. рис. 4.37, 3). Окончательно оформились системы куполообразных поднятий в бортах Онежской структуры, а восточный ее фланг обособился в виде системы дугообразных сдвигов и кристаллических выступов, связанных с оттоком горных масс к востоку от области впадины. Бассейновая обстановка сохранялась лишь на юге, где накапливались красноцветные песчаники шокшинской свиты. Сдвиговые дислокации в эту область не проникают и запечатываются данными отложениями. Однако в них встречаются субслойные конседиментационные срывы, цилиндрические зеркала скольжения малоамплитудных сбросов и ряд других структур, указывающих на деградацию тектонического режима, связанного с развитием пологих сбросов.

* * *

В обобщенном виде представления об особенностях эволюции Центрально-Карельской зоны сдвига и сопряженной с ней системы дислокаций в области Онежской тектонической депрессии отражены на блок-диаграмме (см. рис. 4.38, Е). В развитии данного ансамбля структур существенную роль играли сдвиговые дислокации, «ротационно-инденторные» механизмы и явления продольного выжимания–нагнетания геомасс, формирования глубинных надвигов и зон горизонтального оттока–нагнетания вещества в нижних слоях коры, что отражалось в растяжении верхнекорового структурного уровня и развитии системы пологих сбросов. Динамика последних предопределяла особенности формирования и миграции бассейнов Онежской структуры, явления магматизма и силлогенеза.

Перечисленные тектонические события на некоторых стадиях были совмещены с высокой активностью мантийных плюмов [Куликов и др., 1999; Пухтель и др., 1995; Amelin et al, 1995; Vogel et al., 1998]. Можно предположить, что отток глубинных масс из-под области депрессии был обусловлен локальным воздействием астеносферного диапира. Если рассматривать эту ситуацию вне связи с процессами структурообразования, то Онежский бассейн можно бы было сравнивать с лабигенными структурами типа Паннонской впадины (по: [Николаев, 1986]). Вместе с тем, хронологическая последовательность тектонических и магматических событий рассматриваемого региона дает основание построить следующую цепочку причинно-следственных явлений: 1) развитие сдвиговых зон; 2) «ротационно-инденторные» перемещения геомасс и сегментация области на зоны интенсивного сжатия и декомпрессии; 3) формирование в пределах последних структур растяжения по механизму простого сдвига (пологие сбросы, осадочные бассейны); 4) надплюмовая магматическая активность, сопряженная с разноуровневыми кинематическими эффектами в коровом слое; 5) деградация в первую очередь магматических, а затем и тектонических режимов.

Если эти построения верны, то процессы структурообразования являются первопричиной, а явления формирования мантийных диапиров — следствием дискретного проявления деформаций в земной коре. В этом смысле весь ряд этих явлений должен рассматриваться как результат пассивного рифтогенеза. Другими словами, аттрактором мантийного диапиризма явились процессы интенсивного растяжения коры в области транстенсионного веера Центрально-Карельской зоны, а следовательно, и фактор вращения крупного домена.

4.3. Палеопротерозойские структурно-кинематические парагенезы краевых частей Карельского массива

В обрамлении Карельского массива развита система сдвиговых зон: Восточно-Карельская, Северо-Карельская, а также сдвиги западного фланга массива (см. рис. 4.1). Они маркируются выходами сильно тектонизированных палеопротерозойских интрузивных и вулканогенно-осадочных комплексов и образуют полузамкнутый дугообразный Циркум-Карельский пояс. Тектоника данной зоны имеет немало специфических особенностей по отношению к центральным областям рассматриваемого кратона. Для палеопротерозойского этапа эволюции здесь отмечаются более интенсивные процессы магматических и тектонометаморфических преобразований, вследствие которых часто «стираются» первичные литологические особенности пород и структурно-метаморфические несогласия между различными комплексами. В частности, в результате гомогенизации порой исчезает граница между архейскими и палеопротерозойскими образованиями, что порождает немало проблем и дискуссий по поводу строения данной области.

В ряде работ Циркум-Карельский пояс рассматривается как область свекофеннской активизации,

в пределах которой в ядрах синклиналей сохранились фрагменты эпиплатформенного складчатого чехла [Гилярова, 1974; Кратц, 1963; Леонов и др., 2001; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966]. Другие построения предполагают размещение карелид в локальных рифтогенных трогах, испытавших интенсивные деформации [Морозов, 1999, 2002б; Терехов, 1984, 2003; Колодяжный, 2001, 2003а]. В последнее время были предложены модели эволюции Циркум-Карельского пояса в рамках плитной тектоники [Минц и др., 1996, 2001, 2004; Минц, Берзин, Бабаянц и др., 2002]. При этом палеопротерозойские комплексы, маркирующие данную зону, рассматриваются в качестве «океанической» сутуры, имеющей покровно-надвиговое строение.

Ниже будут рассмотрены особенности тектоники Восточно-Карельской и Северо-Карельской зон. Интенсивность свекофеннских структурно-вещественных преобразований в первой из них заметно слабее, что позволяет выявить особенности строения более ранних структур и получить представления о механизмах формирования палеопротерозойских бассейнов. Преследуя цель отразить полный спектр геологических явлений и показать «что из чего получается», начнем описание с Восточно-Карельской зоны.

4.3.1. Восточно-Карельская зона сдвига

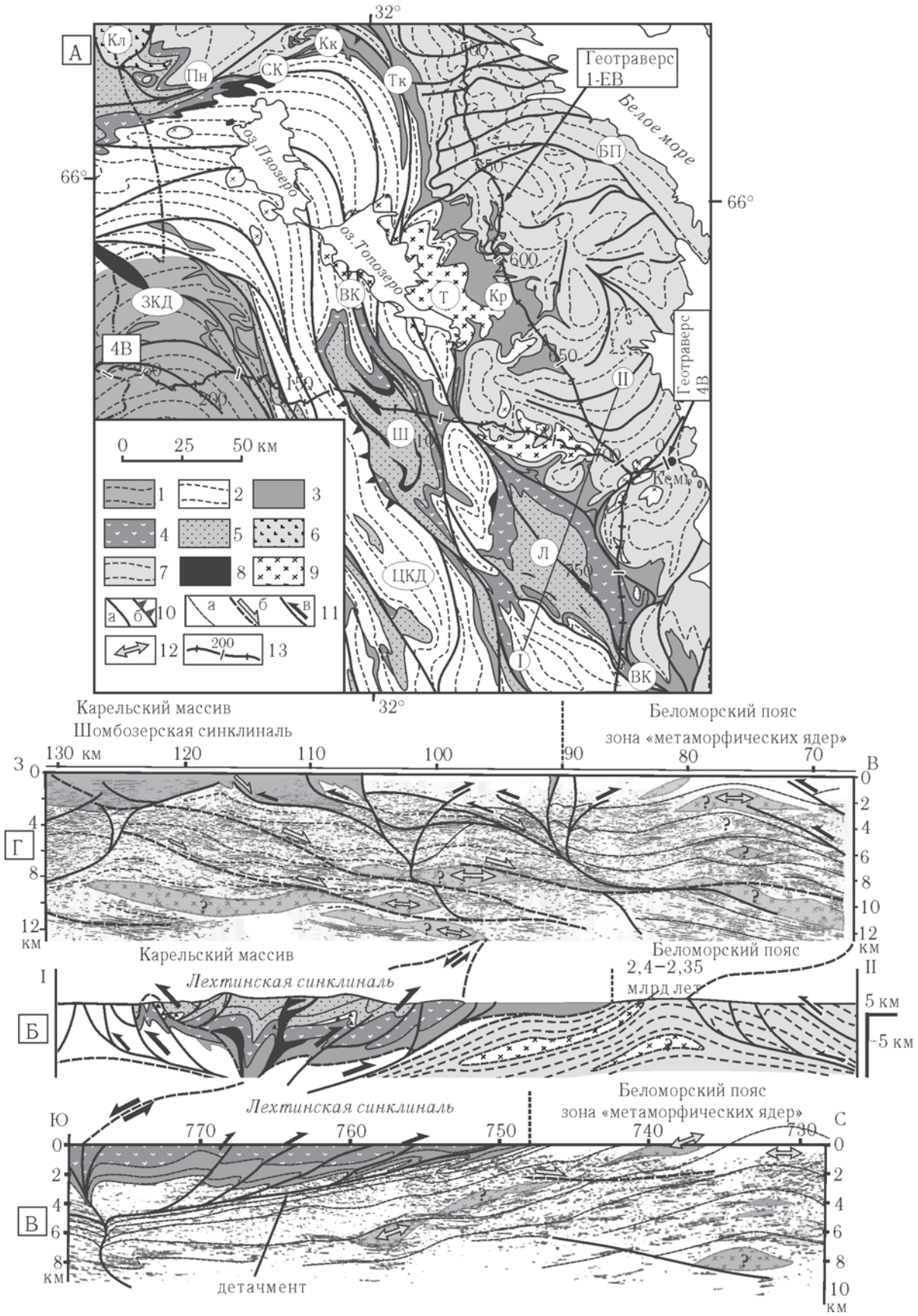
Общие особенности геологического строения

Восточно-Карельская зона издавна рассматривалась в качестве глубинного разлома, развитого вдоль границы Карельского массива и Беломорского пояса [Харитонов, 1966; Шуркин и др., 1974]. Она прослеживается в виде широкой (порядка 50 км) полосы рассредоточенных сдвиговых дислокаций и маркируется системой сильно сжатых либо, наоборот, относительно пологих мульдообразных синклиналей (Шомбозерская, Лехтинская), а также выходами массивов кислого и мафит-ультрамафитового состава (рис. 4.39, А). Синклинали сложены метаморфизованными вулканогенно-осадочными комплексами сумийского, сариолийского, ятулийского и людиковийского надгоризонтов, которые залегают конформно, либо со структурно-метаморфическим несогласием на неоархейских гранит-зеленокаменных образованиях [Коросов, 1991; Сыстра и др., 2001; Харитонов, 1966].

Все комплексы пород пронизаны зонами сдвиговых дислокаций северо-западного и субмеридионального простираний, сформировавшимися преимущественно в результате свекофеннских тектонометаморфических преобразований. Радиоизотопное датирование K-Ar методом бластомилонитов, выполняющих данные нарушения, показывает, что их возраст соответствует интервалу времени 2000–1750 млн лет [Шуркин и др., 1974]. U-Pb возраст титанита метаморфических комплексов данной зоны 1800–1750 млн лет [Bibikova et al., 2001]. При этом имеются признаки более ранней активности разрывов, выступающих в современной структуре в роли сдвигов. Об этом свидетельствуют многочисленные дайки и мелкие массивы палеопротерозойских габбро-долеритов и ультрабазитов, залечивающих плоскости сместителей.

Лехтинская и Шомбозерская палеопротерозойские синклинали занимают значительную часть рассматриваемой территории. Они представляют собой сложноскладчатые, но в целом открытые мульдообразные структуры, длина которых превышает 100 км при ширине до 50 км. В плане они имеют ромбовидную, либо трапециевидную форму, напоминающую структуры типа pull-apart (см. рис. 4.39, А). Однако в данном случае это лишь внешнее сходство, обусловленное наложенными сдвиговыми деформациями, исказившими первичный облик структур. В крыльях и центральных частях рассматриваемых синклиналей нередко отмечается пологое залегание слоев, нарушенное субслойными срывами и локальными надвигами, вскрытыми в ряде мест буровыми скважинами [Войтович, 1975]. В крутопадающих зонах сдвиговых дислокаций, пронизывающих мульдообразные структуры, проявляются узко сжатые складки высокого порядка. В швах и бортах сдвигов наблюдаются мощные пояса присдвигового рассланцевания, в пределах которых нередко развивается вторичная расслоенность, создающая видимость крутопадающих псевдослоистых моноклиналей.

Интенсивное сплющивание протерозойских толщ отмечается в областях центриклинальных замыканий Лехтинской и Шомбозерской синклиналей, что контролируется зонами дислокаций, развитыми в приосевых частях складчатых структур. При этом мульдообразные структуры нередко по простиранию переходят в узкие сильно нарушенные разрывами синклинали. Этот факт дает основание полагать, что в глубинных срезах рассматриваемые мульды надстраиваются изоклинальными «щелевидными» пликативными структурами. Таким образом, в разрезе данные синклинали вместе с осложняющими их складками и разрывами име-


А
32°
66°
Кл
Кк
Пн
СК
Тк
Геотраверс 1-ЕВ
Белое море
БП
оз. Пяозеро
оз. Топозеро
ЗКД
ВК
Т
Кр
4В
Геотраверс 4В
II
Ш
Км
Л
ЦКД
I
0 25 50 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
Карельский массив
Шомбозерская синклиналь
Беломорский пояс
зона «метаморфических ядер»
130 км
120
110
100
90
80
70
З
В
Г
км
Карельский массив
Беломорский пояс
Лехтинская синклиналь
2,4–2,35 млрд лет
Б
5 км
Лехтинская синклиналь
Беломорский пояс
зона «метаморфических ядер»
Ю
С
770
760
750
740
730
В
км
детачмент

←

Рис. 4.39. Схема геологического строения северо-восточной краевой части Карельского массива (А); схематизированный геологический разрез по линии I–II (Б) и структурные разрезы (МОВ ОГТ) по профилям 1-ЕВ (В) и 4В (Г), составленные по методике диффернецированного суммирования В.М. Ступаком (фондовые материалы и [Глубинное строение..., 2001])

1–3 — *неоархейские комплексы Карельского массива:* гнейсограниты Западно-Карельского (1) и Центрально-Карельского (2) доменов и лопийские зеленокаменные пояса (3); 4–6 — палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы: 4 — *сумий–сариолий*, 5 — *ятулий*, 6 — *людиковий*; 7 — *метаморфические комплексы Беломорского пояса;* 8 — мафит-ультрамафитовые интрузии; 9 — преимущественно палеопротерозойские гранитоиды; 10 — разрывные нарушения (на карте): взбросо-сдвиги (а), надвиги (б); 11 — тектонические нарушения (сбросы, детачметы, надвиги) и предполагаемые направления перемещений (на разрезах): постколлизионные и рифтогенные (архей — ранний палеопротерозой, селецкий цикл?) (а, б), коллизионные (поздний палеопротерой, свекофеннский цикл) (в); 12 — направления растяжения селецкого цикла (на разрезах); 13 — линии сейсмопрофилей 4В и 1-ЕВ (на карте)

Буквенные обозначения: ЗКД и ЦКД — Западно- и Центрально-Карельский домены; сдвиговые зоны: ВК — Восточно-Карельская, СК — Северо-Карельская; синклинали: Л — Лехтинская, Ш — Шомбозерская, Кк — Кукасозерская, Пн — Панаярвинская, Кл — Куолоярвинская; Т — Топозерский массив, Кр — Керетский и Тк — Тикшозерский пояса

ют форму пальмовых структур, характерных для зон транспрессии (см. рис. 4.39, Б).

Вдоль внешнего края Восточно-Карельской зоны развиты преимущественно биотитовые тоналитогнейсы ковдозерского комплекса (беломориды), вмещающие массивы палеопротерозойских чарнокитоидных гранитов, мелкие интрузии друзитов и будины гранулитов основного состава. Эта ассоциация пород слагает «приграничную» зону шириной от 50 до 1 км, которая разделяет гранит-зеленокаменные комплексы Карельского массива и аллохтонные пластины Беломорского пояса (Чупинский и Хетоламбинский покровы) (см. рис. 3.4).

Биотитовые гнейсы ковдозерского комплекса отличаются от гнейсогранитов Карельского массива минерально-текстурными особенностями, отражающими интенсивное «субслойное» горизонтальное течение пород в условиях высокобарического метаморфизма [Володичев, 1990]. Тектонометаморфическая расслоенность данных пород залегает в целом полого. В области карелид структуры «субслойного» течения сменяются преимущественно крутопадающими плоскостными структурами, связанными с зонами сдвиговых дислокаций. В целом гнейсы ковдозерского комплекса образуют антиформную зону — валообразную купольно-складчатую структуру приграничной области, — в крыльях которой данные образования полого погружаются либо к северо-востоку под беломорские аллохтонные пластины, либо к юго-западу под менее тектонизированные инфра- и супракрустальные комплексы карелид (см. рис. 4.39, Б; 3.4). Такие соотношения фиксируются по результатам наземной геологической съемки. Однако вдоль сейсмопрофилей МОВ ОГТ структурный образ волнового поля коры иногда отражает иные соотношения (см. ниже).

От типичных в структурно-вещественном отношении образований Карельского массива гнейсы Ковдозерского комплекса отделяет Керетско-Тикшозерский зеленокаменный пояс. Он сложен лопийскими вулканогенно-осадочными комплексами, образующими сложноскладчатую структуру общего синклинального строения [Слабунов, 1990, 1993, 1996]. Данные образования стратиграфически, но чаще с зонами срыва в основании налегают на гнейсы ковдозерского комплекса (с востока), либо на гнейсограниты Карельского массива (с запада). Тектонические особенности Керетско-Тикшозерского пояса существенно меняются вдоль и вкрест простирания. Выполняющие его зеленокаменные образования либо смяты в крутопадающие изоклинали и подвержены сдвиговым дислокациям, что свойственно «карельскому борту» лопийского трога, либо участвуют в строении куполообразных структур и образуют поперечные простиранию пояса складки и протяженные «заливы» в область беломорид (см. рис. 4.39, А; 3.4). В последнем случае неоархейские супракрустальные комплексы вместе с подстилающими их гнейсами ковдозерского комплекса образуют «приграничную гнейсово-купольную» зону [Слабунов, 1993]. Такое наименование подходит для всей переходной Карельско-Беломорской области, которая по особенностям геологического строения сопоставима с комплексами «метаморфических ядер» [Терехов, 2003; Колодяжный, 2001, 2003а].

В строении «приграничной гнейсово-купольной» зоны участвуют многочисленные мелкие массивы лерцолит-габброноритов (друзитов) и чарнокитоидных гранитов, формировавшихся в интервале времени 2,45–2,35 млрд лет назад на глубинах более 20 км [Слабунов и др., 2001; Степанов, 1981; Bibikova et al., 2001]. Как было показано ранее (см. раздел 3.2.2), данные интрузии часто образуют цепочки, составляющие относительно узкие линейные и извилистые пояса, размещаясь в

приосевых зонах и замковых частях селецких складок (см. рис. 3.12). На широте г. Кемь цепи гранитоидных массивов, слагающих ядра небольших куполов, размещаются на продолжении осей селецких складок, осложняющих лопийские образования Керетско-Тикшозерского зеленокаменного пояса. Более крупные интрузии этого типа (Топозерская, Витозерская) в соответствии с осями этих складок осложнены выступами и апофизами. Данные массивы прорывают гранит-зеленокаменные ассоциации Карельского массива и одновременно размещаются среди гнейсов ковдозерского комплекса. Другими словами, они выступают в роли «сшивающего» Карельскую и Беломорскую провинции магматического события. Друзиты и гранитоиды имеют признаки синкинематического внедрения на фоне высокого флюидно-термального потока, ответственного за формирование «струйчатых» мигматитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов с ленточным кварцем. В целом данные образования, а также линзы гранулитов подчеркивают специфику «приграничной гнейсово-купольной» зоны.

Общие особенности метаморфизма

Все вещественные комплексы Восточно-Карельской зоны подвержены полихронным процессам метаморфизма. Геохронологически документировано два главных этапа тектонометаморфических преобразований, соответствующих ребольскому (2,70–2,62 млрд лет) и свекофеннскому (2,0–1,75 млрд лет) циклам [Шуркин и др., 1974; Сыстра, 1991; Этапы..., 1973; Bibikova et al., 2001]. В западной части Беломорского пояса формирование комплекса друзитов (2,45–2,35 млрд лет) происходило на фоне тектонометаморфических преобразований селецкого цикла при высоких давлениях. Наложенный метаморфизм свекофеннского времени привел к существенной переработке ранних метаморфогенных ассоциаций, обусловив становление свекофеннской метаморфической зональности (см. рис. 3.9). U-Pb возраст метаморфических минералов — титанита и рутила — в большинстве случаев соответствует интервалу времени 1800–1736 млн лет, а аналогичные метки метаморфизма ребольского цикла (2690–2620 млн лет) единичны и сохраняются лишь в локальных реликтовых объемах [Bibikova et al., 2001]. Иная картина наблюдается к западу от Восточно-Карельской зоны, где U-Pb возраст титанита из различных пород отражает исключительно ребольские тектонометаморфические события, что указывает на существенно более низкотемпературные преобразования свекофеннского времени в этой области (см. рис. 3.9). Метаморфиты Восточно-Карельской зоны, судя по U-Pb возрастам титанита, несколько моложе свекофеннских метаморфических образований Беломорского пояса (см. раздел 3.1). Более того, в краевой части последнего, соответствующей «приграничной гнейсово-купольной зоне», были отмечены дискордантные U-Pb возрасты титанита, а также значения, соответствующие сумийско-сариолийскому, порой ятулийскому, времени [Bibikova et al., 2001]. Эта зона характеризуется хорошей сохранностью структурно-вещественных парагенезов селецкого цикла (см. рис. 3.9).

Проявления метаморфизма селецкого цикла отмечаются в лопийских зеленокаменных образованиях Керетско-Тикшозерского пояса в районе северо-восточного крыла Лехтинской синклинали. В этой области неоархейские комплексы осложнены системой селецких синклинальных складок северо-восточного простирания и вклиниваются в область беломорид на многие километры, налегая на биотитовые гнейсы ковдозерского комплекса. Особенности минеральных преобразований в данных породах были рассмотрены ранее (см. раздел 3.1.2). Здесь лишь напомним, что развитие метаморфических и метасоматических ассоциаций в данном случае происходило в термоградиентных прогрессивных условиях. Полученный в результате термобарометрических исследований [Сибелев, 2001] тренд метаморфизма в целом отражает условия интенсивного прогрева коры на фоне снижения общего литостатического давления и динамической декомпрессии (см. рис. 3.8). Эту обстановку можно интерпретировать как результат проявления процессов растяжения и горизонтального тектонического течения в условиях средней коры в надплюмовой области. Снижение общего литостатического давления отражает условия тектонической эксгумации глубинных комплексов.

Свекофеннская метаморфическая зональность Восточно-Карельской зоны представлена «парным» поясом, состоящим из зон андалузит-силлиманитовой и кианит-силлиманитовой фациальных серий (см. рис. 3.9). При этом во многих случаях отмечается общая проградация метаморфической зональности в сторону беломорид от низкобарических зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций до высокобарической амфиболитовой

фации [Глебовицкий и др., 1996]. Эта тенденция часто осложняется проявлением метаморфической зональности в виде узких (сотни метров) изофациальных зон, образующих последовательные переходы (зеленосланцевая–амфиболитовая фация) в пределах небольших доменов, либо в связи с зонами интенсивных деформаций. Отмечаются также разноранговые области «теневого» метаморфизма, элементы тектонического нарушения зональности, сегменты затухания метаморфизма по простиранию зон. Иногда наблюдается нарушение нормальной зональности в прямой связи с деформационными факторами и проявлением метасоматоза — зон флюидно-термальной проработки. На отдельных отрезках метаморфические зоны секут литологические границы протерозойских и архейских супракрустальных образований, а в целом имеют согласно секущий характер.

Метаморфизм свекофеннского цикла имеет ярко выраженный синкинематический характер. Это проявляется в том, что метаморфогенные минеральные ассоциации контролируются сланцеватостью, образуют линейность транспорта, а процессы метаморфической дифференциации подчинены динамическим факторам. Это особенно ярко выражено в палеопротерозойских комплексах в областях зеленосланцевой фации метаморфизма. Здесь в зонах рассланцевания и сдвиговых дислокаций степень динамометаморфизма достигает биотит-хлоритовой субфации, тогда как в бортах нарушений породы подвержены лишь слабым зеленокаменным преобразованиям с минимальной структурной переработкой.

По признаку наличия зонального свекофеннского метаморфизма и времени его проявления Восточно-Карельская зона представляет собой обособленную от смежных областей структуру. Помимо этого было установлено, что U-Pb возрасты титанита и рутила, имеющих температуры закрытия U-Pb изотопных систем 600 и 450 °С, соответственно, в переделах рассматриваемой зоны характеризуют более короткий интервал времени между их кристаллизацией, чем это наблюдается на остальной части Беломорско-Лапландского пояса. Возрастной разрыв в данном случае составляет 30–50 млн лет, что указывает на скорость остывания пород порядка 4–6 °С за миллион лет, против 2 °С (в среднем) для центральных областей Беломорской провинции [Bibikova et al., 2001]. Этот факт дает возможность предполагать более скоротечные метаморфические преобразования в условиях высокой флюидно-термальной активности.

Данные сейсмопрофилирования МОВ ОГТ

Восточно-Карельская зона пересекается линиями геотраверсов МОВ ОГТ: субмеридиональным сейсмопрофилем 1-ЕВ и субширотной рассечкой 4В (см. рис. 4.39, А; 4.1). Общие особенности их геологической интерпретации были рассмотрены выше (см. раздел 4.1.2). В пределах рассматриваемой области сейсмический образ коры позволяет выделить четыре слоя, различающихся морфологией и интенсивностью отражений (см. рис. 4.2). Это характерно для сегментов разрезов, пересекающих Карельский массив. С переходом в пределы Беломорского пояса относительно слабо отражающий верхнекоровый слой 1 исчезает, и к поверхности эрозионного среза прослеживаются интенсивно отражающие комплексы среднекорового слоя 2. Сейсмический образ последних хорошо согласуется с реально наблюдаемыми тектоническими особенностями беломорид, что служит поводом для их условного отождествления.

Ранее был сделан вывод о том, что среднекоровый слой состоит из гетерогенных тектонических пластин, которые приобрели сходные волновые характеристики в результате вторичных структурно-метаморфических и магматических (внедрение друзитов) преобразований, связанных с палеопротерозойским этапом развития (см. раздел 4.1.2). В области Беломорского пояса данный слой отличается повышенной мощностью за счет развития структур тектонического скучивания и «разбухания» в результате формирования мигматит-гранитных куполов. По направлению к Карельскому массиву кровля данного слоя в целом погружается: в одних случаях моноклинально, в других — отмечаются осложняющие общее погружение клинообразные выступы средней коры, надвинутые, либо взброшенные на верхнекоровый слой Карельского массива (см. рис. 4.2, А, Б). Подошва среднекорового слоя в целом погружается под беломориды и имеет облик регионального срыва, контролирующего поверхности выполаживания листрических нарушений вышележащих слоев коры. Ниже по разрезу в интервале глубин от 15 до 30 км (и более) размещается сейсмически «гомогенный» слабо отражающий слой 3. Он в целом погружается под беломориды и испытывает при этом некоторое увеличение мощности. Подошва нижнекорового интенсивно отражающего слоя 4, соответствующая поверхности Мохо, имеет субгоризонтальное залегание на глубинах порядка 40 км. По направлению к краевым частям Карельского массива нижнекоровый

слой постепенно утоняется, и в области Беломорского пояса он практически исчезает, замещаясь слоем со слабо контрастными отражениями, соответствующим, вероятно, коромантийной смеси [Андреев, Миллер, 1999].

Особое внимание исследователей привлекает субширотный сейсмопрофиль 4В. В большинстве интерпретаций признается, что он отражает систему тектонических пластин, погружающихся к востоку. Вместе с тем, по ряду деталей имеются разногласия [Глубинное строение..., 2001, 2004]. В интервале 107–147 км сейсмопрофиль пересекает Шомбозерскую структуру, выполненную палеопротерозойскими комплексами. Согласно данным М.В. Минца [Минц и др., 2001, 2004], в этой области на поверхность выходит пакет тектонических пластин, полого падающих к востоку и прослеживающихся вплоть до границы Мохо. При этом данная структура рассматривается как палеопротерозойская океаническая сутура, вдоль которой беломориды надвинуты на образования Карельского кратона. Данный шов интерпретируется как тектоническая пластина, смятая в пологую антиформу, фрагменты которой вновь появляются по разрезу в интервале 170–180 км. В целом предполагается существование единой системы тектонических покровов, составляющих Беломорский пояс, Восточно-Карельскую зону и значительную часть Карельского массива. В альтернативных интерпретациях Шомбозерская структура рассматривается в качестве мульдообразной синклинали, в ядре которой сохранились фрагменты складчатого протерозойского чехла [Сыстра и др., 2001], либо образования деформированного рифтогенного бассейна [Самсонов и др., 2001]. Геологические данные показывают, что Шомбозерская и Лехтинская структуры имеют центриклинальные замыкания, а разрез палеопротерозойских комплексов наращивается от крыльев к ядрам синклиналей [Сыстра и др., 2001; Харитонов, 1966]. Эти факты указывают на синклинальную природу этих структур, но вопрос о природе пологонаклонных тектонических границ, надстраивающих Шомбозерскую синклиналь на глубине, остается открытым.

Важную информацию о структурном образе верхних слоев коры Восточно-Карельской зоны дает структурный разрез МДС профиля 4В [Берзин и др., 2001]. Рассмотрим фрагмент этого разреза чисто со структурных позиций. В основании Шомбозерской синклинали в интервале профиля 130–107 км дешифрируется система ступенчатых пологопадающих на северо-восток нарушений (см. рис. 4.39, Г). Они прослеживаются из области карелид под образования Беломорского пояса до глубин 15–20 км, где они сливаются с зоной срыва в подошве среднекорового слоя (см. рис. 4.2, Б). Данные структуры имеют морфологию листрических нарушений, которые конформно, либо косо срезают системы тонких отражений. Последние, по-видимому, отражают раннюю тектонометаморфическую расслоенность, которая по мере приближения к плоскостям листрических нарушений нередко испытывает изгиб, подчеркивая их сбросовую кинематику (см. рис. 4.39, Г, пикеты 120, 110, 90 км). В основании Шомбозерской структуры и к востоку от нее сейсмический разрез насыщен сейсмически прозрачными объемами, которые интерпретируются как интрузивные тела и ядра мигматит-гранитных куполов. В области развития ковдозерского комплекса подобные объемы образуют вертикальные каскады грибообразных и линзовидных структур, что вполне согласуется с «гнейсово-купольной» природой данной зоны. Вдоль пологих листрических нарушений сейсмически прозрачные линзы образуют крупные будинаж-структуры и мегадуплексы растяжения (см. рис. 4.39, Г, интервал 120–90 км). Весьма вероятно, что они соответствуют массивам палеопротерозойских гранитов, которые широко развиты в Восточно-Карельской зоне и вдоль ее восточного обрамления. Системы пологих нарушений и тонких отражений пересекаются крутопадающими и пологими разрывами, образующими в целом пальмовые структуры (см. рис. 4.39, Г, интервал 110–90 км). На поверхности они соответствуют свекофеннским зонам развития бластомилонитов. На глубинах около 10 км они чаще выполаживаются и теряются в системах пологих отражений.

Эти данные позволяют предполагать, что Шомбозерская синклиналь представляет собой дислоцированную рифтогенную структуру, сопряженную с системой пологих листрических сбросов. Их формирование, вероятнее всего, относится к селецкому циклу, что согласуется с данными о тектонике беломорид. Во многом сходные интерпретации предложены в статье А.В. Самсонова и др. [2001]. К востоку от Шомбозерского палеорифта развита «приграничная гнейсово-купольная» зона, морфология которой может быть сопоставлена с известными аналогами комплексов «метаморфических ядер» (см. рис. 4.39, Г, интервал 90–70 км).

Несколько иные структурные соотношения отражает профиль 1-ЕВ. Он пересекает Восточно-Карельскую зону в области южного замыкания протерозойской Лехтинской синклинали. Сейсмо-

структурный образ коры в этой области имеет много общего с рассмотренным выше фрагментом профиля 4В, но, в отличие от него, в данном случае вся система нарушений полого погружается к юго-западу под образования Карельского массива (см. рис. 4.39, В). При этом реконструируются системы пологих разрывов, которые, судя по структурам типа дуплексов растяжения, имеют сбросовую кинематику. Сейсмически прозрачные линзы в данном случае коррелируются с мелкими массивами палеопротерозойских гранитоидов, пересекаемыми профилем в интервале 737–740 км. Геологические данные и волновой рисунок отражений позволяют интерпретировать Лехтинскую синклиналь в качестве классической пальмовой структуры. Характер изменения ее пространственного положения и внутренней морфологии показан на сейсмопрофилях и геологическом разрезе, пересекающих различные сегменты структуры. По направлению к северо-западу от субпродольного разреза 1-ЕВ Лехтинская «пальма» раскрывается, а затем сужается в районе пикета 90 км профиля 4В (см. рис. 4.39, В–Б–Г).

Система пологих разрывов на профиле 1-ЕВ, сопоставляемых с селецкими структурами, погружается под Карельский массив. В данном случае, вероятнее всего, мы имеем дело с элементами вторичного залегания сместителей, первичный наклон которых был изменен в результате воздымания «приграничной гнейсово-купольной» зоны — комплекса «метаморфических ядер». Возможная модель эволюции Лехтинской структуры предполагает формирование рифта по модели простого сдвига сопряженно со становлением комплекса «метаморфических ядер». Последующие свекофеннские коллизионные события привели к трансформации впадины в пальмовую структуру.

Приведенные интерпретации не являются бесспорными, и не было бы смысла их приводить без дополнительных геолого-структурных данных, которые будут рассмотрены ниже.

Тектоника Лехтинского сегмента Восточно-Карельской зоны

Общая геолого-структурная характеристика. Лехтинский сегмент Восточно-Карельской зоны отличается от других ее сегментов относительно малой степенью поперечного сплющивания и продольной линеаризации структур, что позволяет выявить индивидуальные тектонические особенности различных комплексов пород. Центральную позицию здесь занимает область контакта карельских образований и беломорских гнейсов ковдозерского комплекса, которая маркируется выходами пород лопийского зеленокаменного пояса, образующего сложноскладчатую систему общего северо-западного простирания (рис. 4.40). Гранат-биотитовые сланцы и амфиболиты, слагающие данный пояс, осложнены поперечными к его простиранию узкими синклиналями (Авнеозерская, Охтинская и др.), которые вклиниваются в область беломорид на многие километры. Тектонометаморфическая расслоенность в гнейсах ковдозерского комплекса конформно огибает данные структуры и в целом полого погружается под лопийские образования и краевую часть Карельского массива. Вдоль зеленокаменного пояса, маркирующего контакт беломорид и карелид, развиты крутопадающие сдвиговые зоны северо-западного простирания и оперяющие их сдвиго-надвиги. Со стороны Карельского массива к области контакта прилегают гнейсограниты, а в центральной части района — палеопротерозойские комплексы, образующие ромбовидную в плане мульдообразную Лехтинскую синклиналь (см. рис. 4.40).

В строении Лехтинской синклинали принимают участие в различной степени метаморфизованные вулкногенно-осадочные комплексы сумийского, сариолийского и ятулийского надгоризонтов. Различные авторы в пределах Лехтинского района по-разному проводят границу сумийских и сариолийских образований, поводом к чему является стратиграфическая позиция грубообломочных отложений «сариолийского» облика [Коросов, 1991; Сыстра и др., 2001; Харитонов, 1966; Хейсканен, 1990, 1996]. Данные образования в рассматриваемом разрезе слагают по меньшей мере два линзовидных горизонта — в основании ятулия и в пределах вулканической толщи, которую многие исследователи относят к сумию. В связи с этим имеет смысл рассматривать образования сумия и сариолия в качестве единого комплекса.

Разрез сумия–сариолия представлен в следующем виде (снизу вверх): 1) базальный линзовидный горизонт песчаников, кварцитов, реже конгломератов (мощность 0–120 м); 2) андезитобазальты, их туфы, карбонатные сланцы и осадочные брекчии андезитобазальтов (до 1000 м); 3) кислые вулканиты — кварцевые и кварц-плагиоклазовые порфиры и их туфы (до 620 м); 4) коллювиально-элювиальные вулканомиктовые, полимиктовые глыбовые брекчии и конгломераты «сариолийского» облика

оз.Тунгудское
оз.Шуезеро
0 4 км
С
I
II
Вт
А
Ох
Км
Л
В
Ш
П
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22

←

Рис. 4.40. Геолого-структурная схема Лехтинского сегмента Восточно-Карельской зоны

1–4 — Беломорский пояс: 1 — амфиболиты и гнейсы Хетоламбинского покрова, 2, 3 — биотитовые (2) и биотит-амфиболовые (3) гранитогнейсы Ковдозерского комплекса, 4 — чарнокитоидные и порфировидные граниты; 5, 6 — гнейсограниты (5) и граниты (6) фундамента Карельского массива; 7 — лопийские (AR_2) зеленокаменные образования (а) и диориты (б); 8–15 — палеопротерозойские образования: 8–11 — сумий–сариолий (8 — метаандезитобазальты, 9 — кварц-плагиоклазовые метапорфиры, 10 — расслоенные массивы габбро, 11 — конгломераты (а) и глыбовые брекчии (б)); 12–15 — ятулий (12 — кварцитопесчаники, гравелиты, конгломераты, 13 — метабазальты, 14 — базитовые лавобрекчии, 15 — дайки и силлы габбро-долеритов); 16 — залегание слоистости (а) и сланцеватости (б); 17 — складки: шарниры синклиналей (а), антиклиналей (б), следы осевых плоскостей F_1 (в); 18 — линейность удлинения селецкого (а) и свекофеннского (б) циклов; 19 — составляющая сдвига по кинематическим индикаторам досвекофеннского (а), раннесвекофеннского (б) и позднесвекофеннского (в) этапов; 20 — направления растяжения селецкого цикла (а), направления горизонтального перемещения (б) и вращения (в) свекофеннского цикла; 21 — сдвиго-надвиги (а) и сдвиги (б); 22 — линия разреза I–II (см. на рис. 4.41)

Буквенные обозначения: массивы чарнокитоидных гранитов: Вт — Виттозерский и Км — Кемкские; синклинали: А — Авнеозерская, Ох — Охтинская, Л — Лехтинская; В — Ватулминская антиклиналь; Ш — Шуезерский разлом, П — район оз. Пертозеро

I, II — стереографические проекции (нижняя планисфера) различных структур в породах сумия–ятулия: I — полюсов слоистости (237 замеров, изолинии: 1, 2, 3, 4 %), II — шарниров мелких складок. *Буквенные обозначения:* F_{1-2}, F_2 — осевые плоскости складок первой и второй генерации, β — оси складчатости

(0–120 м); 5) андезитобазальты, их туфобрекчии и агломераты (до 1000 м); 6) полимиктовые и гранитные конгломераты, осадочные брекчии и глыбовые отложения, а также гравелиты, песчаники и граувакки (0–300 м) [Коросов, 1991; Стратиграфия..., 1984]. U-Pb возраст цирконов из кварцевых порфиров (горизонт 3) — 2,44 млрд лет [Левченков и др., 1994]. Бимодальный характер магматизма сумийско-сариолийских образований и ряд других признаков позволяет рассматривать их в качестве континентальных рифтогенных образований [Коросов, 1991; Терехов, 2003].

Конгломераты и глыбовые осадки сариолийского типа образуют линзовидные тела и контактируют с совершенно разными горизонтами вулканитов «сумийского» облика. При этом состав обломков, степень их перемыва и сортировки существенно меняются. Весьма распространены глыбовые отложения и осадочные брекчии, состоящие из обломков вулканитов, образующих близлежащие выступы, к крутым уступам которых в виде шлейфов прилегают обломочные породы. Среди последних отмечаются блоки типа какеритов и брекчий на начальной стадии разваливания, имеющих порой постепенные переходы с «материнскими» массивными выступами вулканитов сумия.

Подобные соотношения наблюдались в пределах Ватулминской антиклинали, осложняющей юго-западное крыло Лехтинской синклинали (см. рис. 4.40). В ядре этой структуры по сути дела обнажается зона «тектонического свала» грубообломочных пород, среди которых сохранились тектонические выступы кислых и основных вулканитов сумия. В одних случаях обломочная фракция представлена фрагментами пород исключительно одной и той же толщи вулканитов, в других — появляются обломки кислых и основных вулканитов сумия, гравелитов и кварцитов базального протерозойского горизонта и лишь локально появляются конгломераты (реже глыбовые отложения) с гальками гранитов фундамента Карельского массива. Обломков пород, сопоставимых с беломорскими комплексами, не наблюдается. Во многих случаях отложения «сариолийского» облика имеют признаки микститоподобных образований, образующих локальные шлейфы в основании тектоногенные уступов. Они рассредоточены по разрезу сумия–сариолия и являются своеобразной формой тектонитов эрозионно-деформационного происхождения. Появляющиеся периодически в разрезе перемытые полимиктовые конгломераты, по-видимому, маркируют древние каньонообразные водотоки, поперечные к простиранию тектонических эскарпов.

Выше по разрезу с размывом залегают ятулийские кварцитопесчаники, кварцевые конгломераты и гравелиты, перекрытые лавовыми потоками базальтов и лавобрекчий с горизонтами туфов. Общая мощность надгоризонта достигает 1750 м [Стратиграфия..., 1984]. В ядре Лехтинской синклинали ятулийские осадки с базальными конгломератами и гравелитами в основании залегают на вулканитах сумия–сариолия, либо на грубообломочных отложениях «сариолийского» облика. За пределами структуры данные образования с корой выветривания в основании ложатся непосредственно на гранитоиды фундамента Карельского массива. Из этого следует, что к началу ятулия либо имели место складчатость и размыв нижележащих толщ, либо сумийско-сариолийская впадина была обособлена

в виде локальной структуры. Второй вариант более предпочтителен, так как не обнаружено признаков селецких складок и значительных структурных несогласий между ятулием и сумием–сариолием. Малые объемы конгломератов в основании ятулия никак не соответствуют предполагаемой массе толщ, мощностью порядка 3 км, подверженных гипотетическому размыву.

Центриклинальные замыкания Лехтинской синклинали выглядят как узко сжатые структуры (см. рис. 4.40). Палеопротерозойские толщи в этих сегментах интенсивно рассланцованы вдоль крутопадающих плоскостей сдвиговых зон. Слои образуют здесь мелкие складки, либо псевдослоистые крутые моноклинали. При этом шарниры второстепенных складок и линейность пересечения слоистости–сланцеватости всегда погружаются к центру Лехтинской синклинали в соответствии с правилами центриклинальных замыканий. Вверх по разрезу и в крыльях синклиналь постепенно выполаживается и раскрывается. В бортах структуры развиты субслойные срывы и надвиги, образующие дивергентно-веерную систему (рис. 4.41, А). Эта система нарушений была изучена и вскрыта скважинами глубиной до 400 м [Войтович, 1975]. Тела мафитового состава часто залечивают эти разрывы и носят признаки интенсивных наложенных преобразований свекофеннского времени. Амплитуда перемещений по надвигам незначительная, первичная последовательность толщ нигде не нарушается. Синклиналь также пронизана густой системой левых сдвигов северо-западного простирания, наиболее крупным представителем которых является рудоносный Шуезерский разлом. Зоны сдвигов сопровождаются широкими (сотни метров) поясами рассланцевания и разлинзования пород.

Лехтинская структура осложнена открытыми и сжатыми дополнительными складками различного масштаба, образующими две системы север–северо-восточного (F_{1-2}) и северо-западного (F_2) простирания (см. рис. 4.40, I, II). Судя по распределению полюсов слоистости, эти складки имеют переходную морфологию от цилиндрических к коническим структурам. Наблюдаемые их соотношения указывают на более раннее развитие складок север–северо-восточной ориентировки, но имеются признаки и взаимоналожения, что предполагает сопряженное развитие разноориентированных складок. По отношению к левым сдвигам система складок F_{1-2} имеет диагональную ориентировку и образует левостороннюю кулису. Типичным представителем складок F_2 является Ватулминская антиклиналь. Ее ядро, сложенное грубообломочными осадками «сариолийского» облика, обрамляется зоной бластомилонитов и прилегающими к ней кварцитопесчаниками ятулия. Последние образуют синформы высокого порядка, крылья которых сорваны надвигами и «выплеснуты» в борта (см. рис. 4.40, 4.41, А).

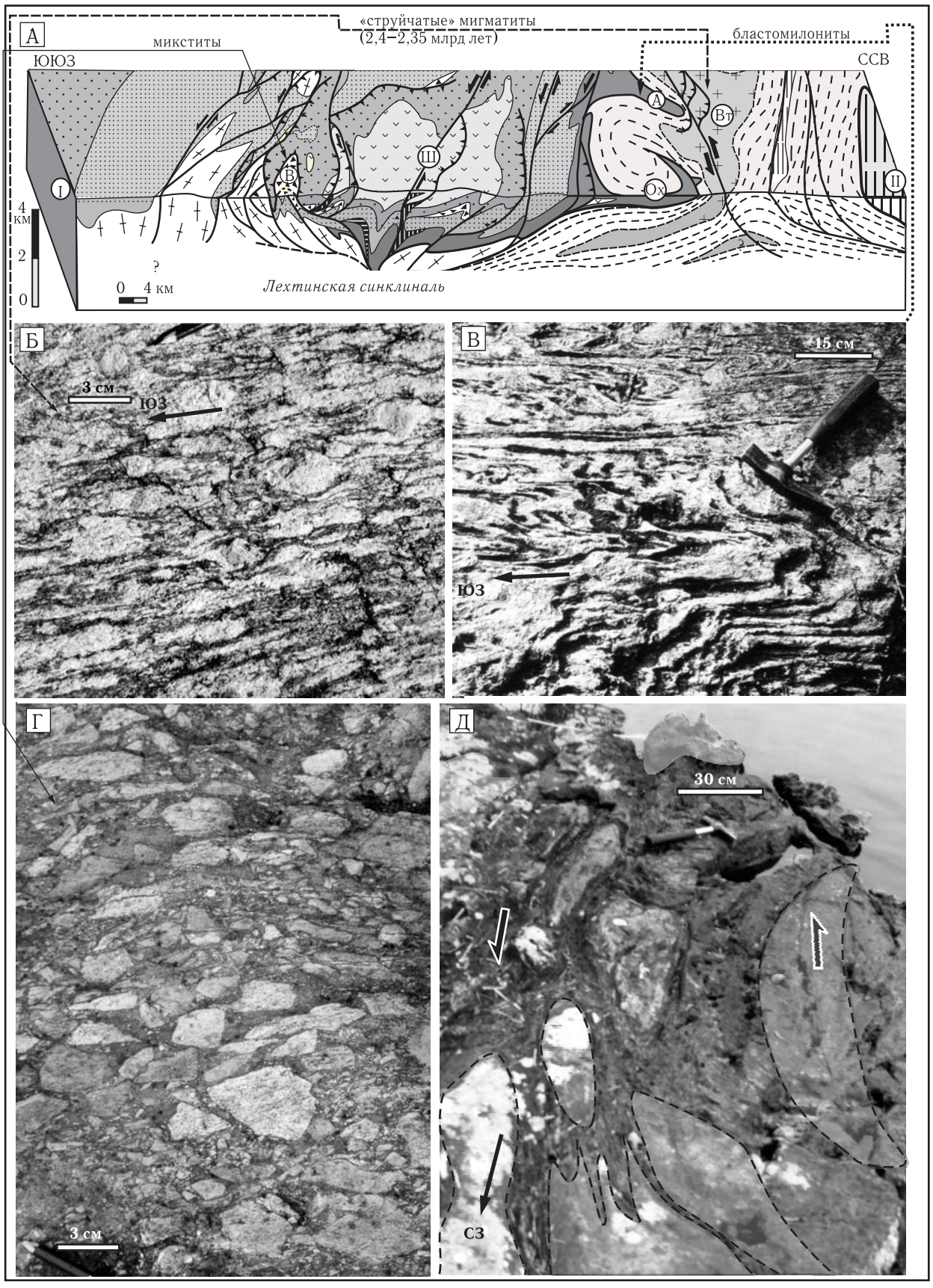
Совокупность признаков позволяет рассматривать Лехтинскую синклиналь как разновидность «пальмовой» структуры, глубинная часть которой представляет собой узко сжатую «килевидную» складку, раскрывающуюся в виде веера по направлению восстания осевой плоскости (см. рис. 4.41, А). Общий структурный ансамбль подчеркивает синхронное проявление эффектов поперечного сплющивания, выжимания и дивергентного надвигания (выплескивания) толщ в борта структуры, сдвига и смятия слоев в диагональные складки.

Вдоль западного и восточного краев изученной территории прослеживается система субмеридиональных правосдвиговых нарушений, отчасти проявленных вдоль крыльев Лехтинской синклинали (см. рис. 4.40). Они проникают в гнейсы Беломорского пояса, смещают их контакты с карелидами и далеко прослеживаются к югу, вливаясь в системы субмеридиональных сдвиговых зон, в частности, в Койкарско-Выгозерскую (см. рис. 4.1). Их соотношения с левыми северо-западными сдвигами отражают их сопряженный характер: отмечаются признаки многократного взаимоналожения.

Структурно-вещественные парагенезы. В результате исследований были выявлены структурно-кинематические парагенезы различных стадий деформации, которые охарактеризованы векторами тектонических перемещений на геолого-структурной схеме (см. рис. 4.40). Не менее важный результат удалось получить при изучении разреза, охва-

→

Рис. 4.41. Блок-диаграмма Лехтинской синклинали, имеющей морфологию «пальмовой» структуры (условные обозначения и линию разреза I–II см. на рисунке 4.40) (А) и фотографии (вид в плане) важнейших структур в тектонитах селецкого цикла, залегающих на разных структурных уровнях в зональной вертикальной последовательности (снизу вверх): Б — линейность транспорта в «струйчатых» мигматит-гранитах (Виттозерский массив); В — складки продольного течения и сдвиговые литоны в бластомилонитах по лопийским зеленокаменным породам (Авнеозерская синклиналь); Г — микститоподобные осадочные брекчии сумия–сариолия (Ватулминская антиклиналь); Д — микситоподобные глыбовые отложения сумия–сариолия (оз. Пертозеро)


А
«струйчатые» мигматиты
(2,4–2,35 млрд лет)
микститы
бластомилониты
ЮЮЗ
ССВ
I
II
III
В
А
Вт
Ох
4 км
2
0
?
0 4 км
Лехтинская синклиналь
Б
3 см
ЮЗ
В
15 см
ЮЗ
Г
3 см
Д
30 см
СЗ

тывающего беломорские гнейсы и карелиды. По сути дела в восточном борту Лехтинской структуры представлено уникальное сечение земной коры, где удается наблюдать вертикальную структурно-вещественную зональность в пределах верхней коры и среднекорового слоя, выведенного на поверхность. Изучение структурно-вещественных парагенезов в гнейсах ковдозерского комплекса, лопийских образованиях, развитых в обрамлении Карельского массива, и в палеопротерозойских комплексах карелид показало, что каждый из этих комплексов обладает определенным набором структур селецкого и свекофеннского возраста. При этом селецкие структурно-вещественные ассоциации составляют вертикальную зональность с последовательной сменой разноглубинных тектонитов (снизу вверх): 1) струйчатые мигматиты, синкинематические гранитоиды и друзиты «приграничной гнейсово-купольной» зоны, 2) высокотемпературные метасоматиты и бластомилониты со складками продольного течения в лопийских породах, 3) микститоподобные образования и субвулканические тела в сумийско-сариолийских толщах (см. рис. 4.41, Б–Д). Рассмотрим структурно-вещественные парагенезы Восточно-Карельской зоны и ее обрамления, уделяя особое внимание вертикальной зональности селецкого цикла.

Структурно-вещественные парагенезы «приграничной гнейсово-купольной» зоны. В пределах рассматриваемой зоны широко развиты палеопротерозойские чарнокитоидные граниты, лерцолит-габбронориты (друзиты) и вмещающие их гнейсы ковдозерского комплекса. Структурный облик вмещающих гнейсов определяется плоскостными структурно-вещественными образованиями, отражающими субгоризонтальное тектоническое течение: гнейсовидность, полосчастость, «субслойные» мигматиты–артериты, «внутрислойные» птигматитовые складки, линзообразные тела гранитоидов и амфиболитов. Отчасти эти тектонические формы были заложены в неоархее (2,7–2,6 млрд лет) [Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996]. Однако конформные этим структурам тела чарнокитоидных гранитов и друзитов имеют сумийский возраст (2,45–2,4 млн лет), а мелкие тела лейкократовых гранитов формировались в сариолийское время (2,35 млрд лет) [Слабунов, 1990]. Чарнокитоидные граниты и кислые вулканиты сумия имеют общие петрохимические особенности, в частности, характеризуются одинаковым набором малых и редких элементов, что позволяет рассматривать их в качестве комагматичных образований [Сибилев, 2001; Хейсканен, 1990]. При этом они имеют сходный U-Pb возраст цирконов (гранитоиды — 2449 млн лет; кварцевые порфиры — 2442 млн лет) [Левченков и др., 1994].

Структурно-текстурные особенности чарнокитоидных гранитов Виттозерской интрузии и мелких гранитоидных тел в районе г. Кеми свидетельствуют о синкинематическом характере их формирования. Минеральный состав гранитоидов: микроклин, олигоклаз, кварц, биотит, пироксен. В связи с наложенными процессами милонитизации и бластеза они подвержены неравномерному диафторезу. Микроклин и плагиоклаз в этих гранитах часто образуют линзовидные и сигарообразные агрегаты, вытянутые в соответствии с линейностью тектонического транспорта (см. рис. 4.41, Б). При этом породы имеют карандашные и очковые текстуры. Агрегаты кварца также часто обособлены в виде тонких струек (ленточный кварц), вытянутых в направлении течения пород. Значительные объемы данных гранитоидов состоят из системы густо развитых мигматитовых жил, неоднократно реоморфизованных и смятых в сложные птигматитовые складки (рис. 4.42, А). В этих образованиях широко развиты «струйчатые» мигматиты, образованные разномасштабными лейкосомовыми выделениями веретенообразной, каплевидной и сигмоидальной формы (см. рис. 4.42, А). Асимметричные структуры течения и вращения в этих породах отражают условия трехмерных деформаций, а линейные структуры — направления тектонического транспорта. Данные породы представляют собой тектониты,

→

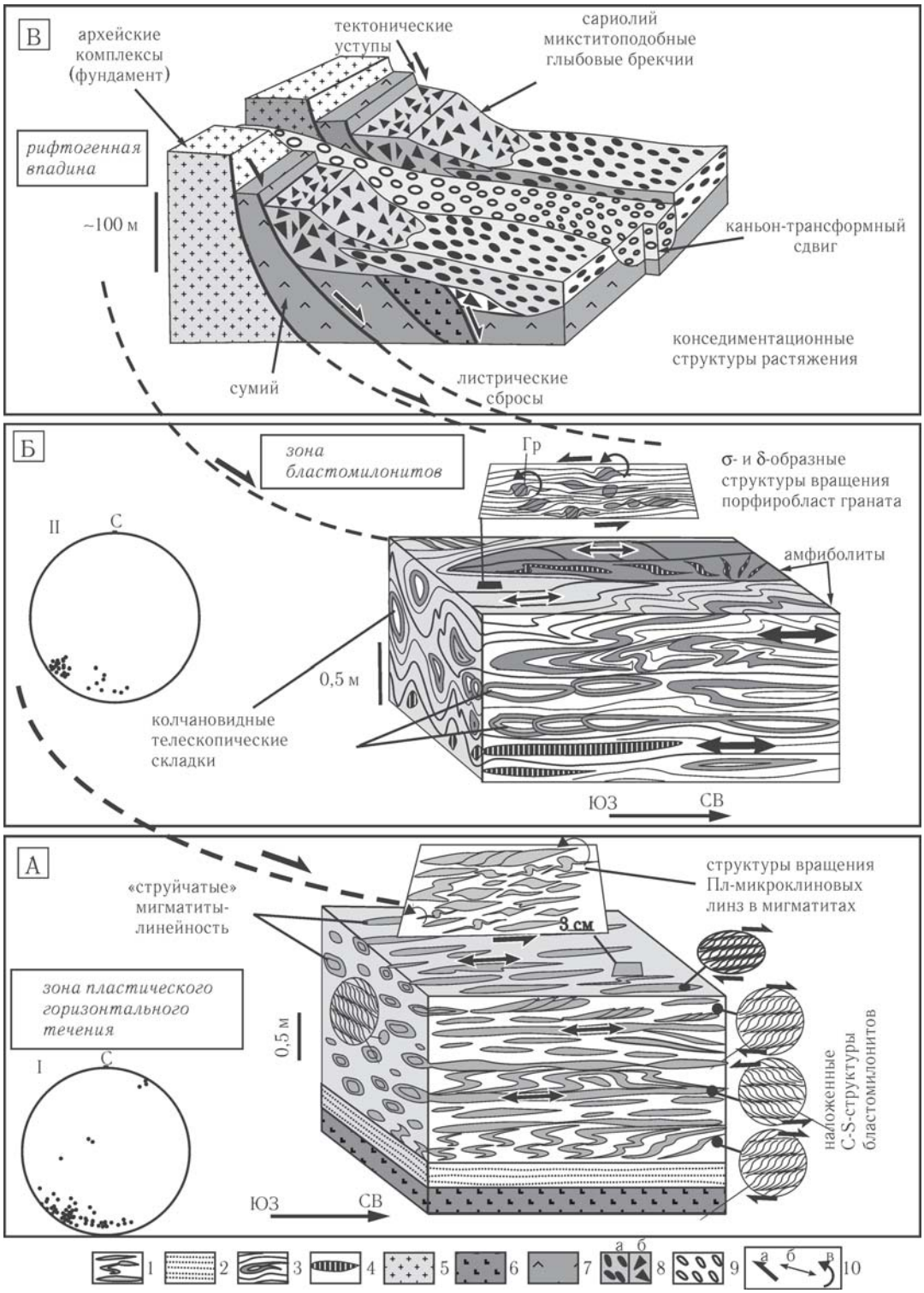
Рис. 4.42. Структурные парагенезы селецкого цикла Лехтинского сегмента Восточно-Карельской зоны, образующие вертикальную зональность (снизу вверх): А — в образованиях Беломорского пояса, Б — в бластомилонитах по лопийским зеленокаменным породам, В — в рифтогенных толщах сумия–сариолия. Пояснения см. в тексте

1 — «струйчатые» мигматиты (2,45–2,35 млрд лет); 2 — гнейсы; 3 — гранат-биотитовые сланцы с прослоями амфиболитов (бластомилониты); 4 — жилы кварца; 5 — архейские комплексы; 6 — интрузии мафит-ультрамафитового состава (2,45–2,35 млрд лет); 7 — вулканиты сумия–сариолия; 8 — конгломераты (а) и глыбовые брекчии (б) сумия–сариолия с обломками сумийских пород; 9 — полимиктовые и гранитные конгломераты сариолия; 10 — направления сдвига (а), растяжения (б), вращения (в)

I–II — стереографические проекции (нижняя планисфера) ориентировки различных структур: I — линейности удлинения в чарнокитоидных мигматит-гранитах и гнейсах Беломорского пояса, II — линейность и шарниры складок в лопийских зеленокаменных породах

формировавшиеся в условиях неравномерного течения вещества вдоль пологих струйчатых литонов в условиях горизонтального растяжения. Статистический анализ тектонической ориентировки линейных структур позволил выявить их закономерную ортогональную ориентировку по отношению к простиранию контакта карелид и беломорид, а также общее погружение этой линейности транспорта под Карельский массив (см. рис. 4.42, I).

В ковдозерских гнейсах отмечаются облакообразные объемы без четких ограничений кварц-полевошпатовых метасоматитов с ленточным квар-



цем, который образует линейные структуры, сходные по ориентировке с линейностью в чарнокитоидных гранитах. Это позволяет рассматривать их в качестве тектонитов селецкого возраста. Как было показано ранее, синкинематические интрузии друзитов контролируются пологими сбросами и замковыми частями селецких складок продольного течения. В рассматриваемой зоне шарниры последних ориентированы в соответствии с линейностью тектонического транспорта (см. рис. 4.42, I).

Более поздний наложенный структурный парагенез связан с процессами диафтореза, бластеза и милонитизации, которые сопровождаются развитием C-S-структур (см. рис. 4.42, А). Эти образования коррелируются со свекофеннскими тектонитами Беломорского пояса. В пределах рассматриваемого участка данные образования развиты локально и существенно не изменяют более ранние структуры.

Таким образом, в раннем палеопротерозое в пределах «приграничной гнейсово-купольной» зоны имело место горизонтальное тектоническое течение в условиях растяжения на фоне высокой флюидно-термальной активности и внедрения синкинематических интрузий (друзитов, чарнокитов). Течение горных масс развивалось на значительной глубине в направлении юго-запад — северо-восток ортогонально к простиранию Восточно-Карельской зоны.

Структурно-вещественные парагенезы лопийских образований. Лопийские зеленокаменные образования, развитые вдоль восточного обрамления Карельского массива залегают структурно выше ковдозерских гнейсов. Наблюдаемые здесь структурно-вещественные ансамбли составляют следующий структурный уровень вертикальной зональности приграничной Карельско-Беломорской области. Детальные исследования были проведены в пределах Авнеозерской и Охтинской синклиналей, образующих узкие выступы карелид в область беломорид. Складки этой системы являются наложенными по отношению к ребольским складчатым структурам северо-западного простирания. На основании их соотношений с магматическими комплексами время складчатости оценивается интервалом 2420–2350 млн лет [Слабунов, 1990; Сыстра, 1991].

В гранат-биотовых сланцах и гранатовых амфиболитах лопия здесь были выявлены многочисленные мелкие складки продольного течения, в том числе колчановидные и телескопические, с пологими шарнирами, ориентированными вдоль осей Авнеозерской и Охтинской синклиналей (см. рис. 4.42, Б). Данные складки чередуются с зонами высокотемпературных бластомилонитов, которые срезают пликативные структуры и сами участвуют в складчатости (см. рис. 4.41, В). Параллельно шарнирам складок развиты линейность удлинения деформированных зерен граната, минерально-агрегатная линейность, веретенообразные жилы кварц-полевошпатового состава. В горизонтальных и вертикальных срезах были отмечены структуры вращения зерен граната ?- и ?-образной морфологии, отражающие сложноградиентную обстановку трехмерного течения пород. Данный парагенез морфологически сходен со структурами «струйчатых» мигматитов и очковых гранитоидов, залегающих в подстилающих беломорских гнейсах и коррелируется с ними. По отношению к последним в лопийских породах также отмечается идентичная тектоническая ориентировка линейности транспорта и шарниров складок продольного течения (см. рис. 4.42, Б, II).

В северо-восточной части Авнеозерской синклинали широко развиты небольшие линзообразные массивы микроклиновых гранитов — геохимических аналогов чарнокитоидных гранитов и кислых вулканитов сумия [Сибилев, 2001]. С данными гранитоидами пространственно ассоциируют высокотемпературные гигантозернистые магний-кальциевые метасоматиты, которые контролируются замковыми частями складок и разрывами селецкого возраста. Плоскостные и линейные элементы в тех и других породах имеют сходную «селецкую» ориентировку. Как было отмечено ранее, минеральные преобразования в метасоматитах развивались на фоне повышения температур и общей декомпрессии.

В верхних частях разреза зеленокаменных комплексов в ядрах Авнеозерской и Охтинской синклиналей интенсивность селецких структурно-вещественных преобразований снижается. Метасоматиты в данном случае ассоциируют с зонами катаклазитов и тектонических брекчий, сцементированных кварц-хлоритовым матриксом. Здесь распознаются первичные текстуры пород, в частности, шаровая отдельность метабазитов. При этом «базальтовые шары» деформированы и образуют макролинейность тектонического транспорта.

Время формирования складок продольного течения, линейных структур, высокотемпературных бластомилонитов, метасоматитов и гранитоидов, образующих единый структурно-вещественный парагенез, соответствует периоду становления селец-

ких чарнокитоидных гранитов в беломорских гнейсах. Следовательно, фрагменты разреза лопийского комплекса были также охвачены субгоризонтальным тектоническим течением, организованным по принципу «струйчатого потока» по линии северо-восток — юго-запад. Однако в данном случае характер структурно-вещественных преобразований отражает менее глубинные условия.

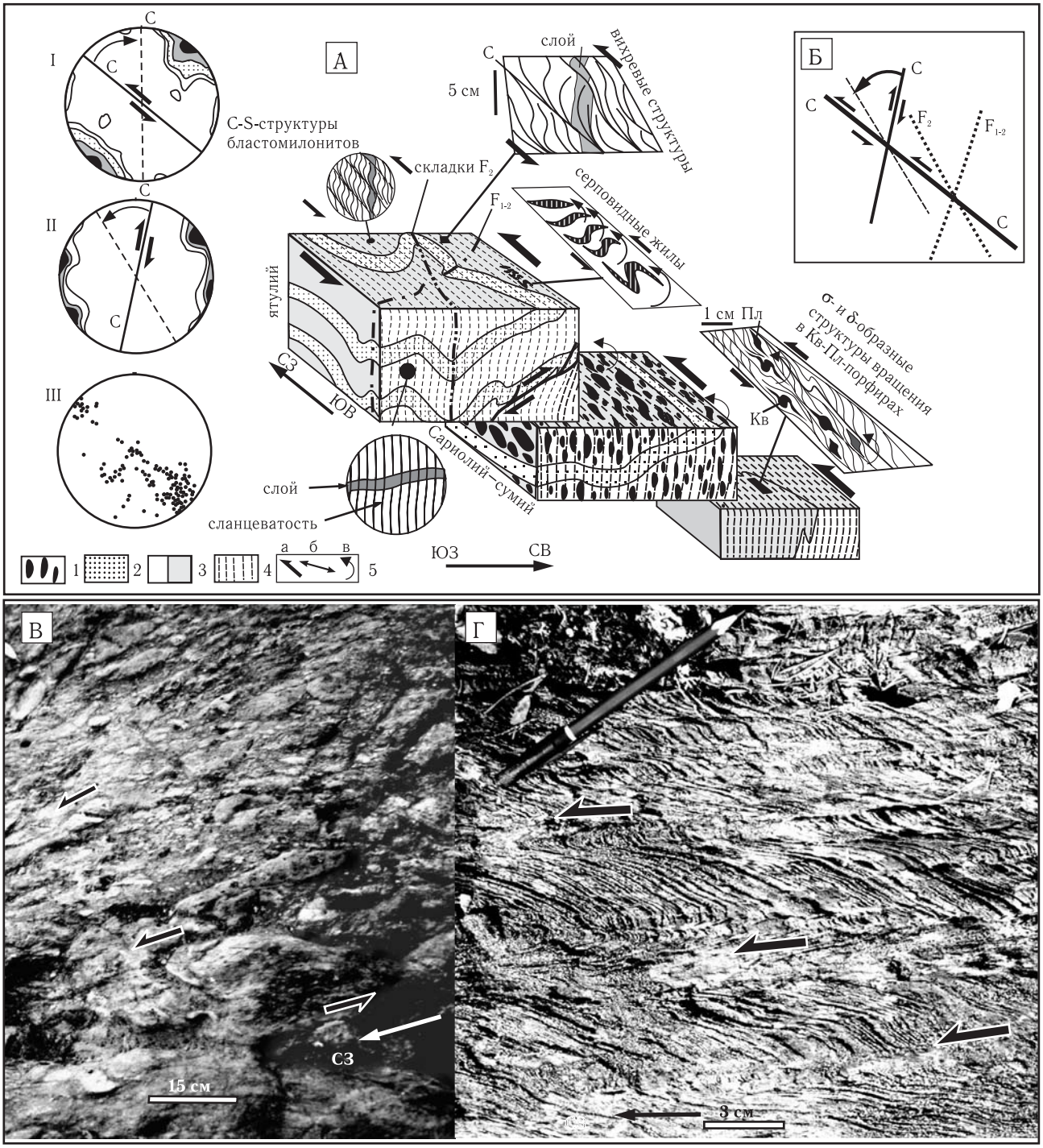
За пределами селецких синклиналей в полосе северо-западного простирания, примыкающей к палеопротерозойским комплексам карелид, зеленокаменные образования подвержены сдвиговым дислокациям и рассланцеванию в субвертикальной плоскости. Селецкие структуры постепенно исчезают в результате наложения свекофеннских преобразований.

Структурные парагенезы палеопротерозойских комплексов карелид. Как уже было отмечено, карельские комплексы осложнены ансамблем структур, имеющим общую пальмовую морфологию. Крутопадающие и пологие нарушения этого ансамбля имеют долгоживущий характер и, по-видимому, начали формироваться в раннем палеопротерозое. Признаком развития некоторых разрывов в сумии–ятулии являются тела и дайки мафитового состава, залечивающие их сместители. Например, ятулийская крупная дайка габбро-диабазов Шуезерского разлома, вскрытая скважинами [Войтович, 1975], маркирует и его крутопадающий сместитель, и зону оперяющего надвига (см. рис. 4.41, А). К разлому и дайке примыкает поле эруптивных лавобрекчий ятулия, связанных с вулканическим центром излияния лав (см. рис. 4.40). В современной структуре разрывы, вмещающие дайки, выглядят как сдвиги и надвиги, но на момент внедрения расплавов они представляли собой раздвиги и сдвиго-сбросы.

Другим признаком высокой тектонической активности в селецкое время являются микститоподобные образования сумия–сариолия, представляющие собой тектониты эрозионно-деформационного происхождения (см. рис. 4.41, Г, Д). Они часто пространственно совмещены с разрывами различной морфологии. Обширные поля таких образований обнажаются в ядре Ватулминской антиклинали, в районе озер Пертозеро — Шуезеро и в других местах (см. рис. 4.40). Они встречаются в самых разных частях разреза сумия–сариолия, образуя линзовидные тела. Характер их соотношений со смежными «материнскими» массивами пород позволяет предположить, что они формировались в подножие тектонических уступов сбросового происхождения, в условиях слабого перемыва и быстрого захоронения грубообломочного материала (см. рис. 4.42, В). Системы таких эскарпов имели северо-западную ориентировку и прорезались каньонообразными водотоками, в которых накапливались перемытые полимиктовые конгломераты. Как было показано ранее, Лехтинская структура в сумии–сариолии представляла собой локальную рифтогенную впадину. Максимальные мощности и объемы грубообломочных отложений отмечаются в ее западном борту. Из этого следует, что структура была асимметричной и представляла собой полуграбен, связанный с развитием листрических сбросов (см. рис. 4.42, В).

Эти данные позволяют предположить, что в раннем палеопротерозое накопление вулканогенно-осадочных рифтогенных комплексов Восточно-Карельской зоны контролировалось структурами растяжения (сбросами и сбросо-сдвигами), впоследствии трансформированными в структуры сжатия — транспрессионные сдвиги и надвиги. Данный парагенез развивался сопряженно со структурами субгоризонтального течения и растяжения на более глубинных уровнях коры: в зеленокаменных породах лопия и гнейсах беломорской серии. Таким образом, выявленная структурно-вещественная зональность селецкого цикла отражает процессы растяжения верхней коры, в пределах которой формировались листрические сбросы и рифтогенные полуграбены, что, в свою очередь, контролировалось процессами горизонтального пластического течения в пределах среднекорового уровня (см. рис. 4.42, А–В).

Свекофеннские структурно-вещественные парагенезы карелид. Составляют надвиго-сдвиговые ансамбли, по отношению к структурам растяжения являются наложенными образованиями. Время их формирования определяется периодом развития свекофеннских тектонитов: динамосланцев и динамотермальных метаморфогенных пород (2,0–1,75 млрд лет) [Шуркин и др., 1974; Этапы..., 1973; Bibikova et al., 2001]. Микроструктурные парагенезы в тектонитах представлены минеральной сланцеватостью и линейностью, C-S-структурами бластомилонитов и катаклазитов, σ- и δ-образными структурами вращения минеральных зерен, кулисными системами серповидных жил, асимметричными складками и сдвиговыми дуплексами разного ранга (рис. 4.43, А). Данные структуры имеют сквозной характер развития по отношению ко всем комплексам Восточно-Карельской зоны и отражают этап пластической и хрупкопластической



деформации. При этом отмечаются некоторые вариации в морфологии отдельных структур. Например, в гранитоидах C-S-структуры представлены в классических формах, а в протерозойских породах они хорошо развиты лишь в зонах бластомилонитов и катаклазитов. В менее деформированных объемах данные проявления деформаций представлены своеобразной своей разновидностью — вихревыми структурами, — которые представляют собой асимметрично построенные системы микросдвигов (С) и оперяющих их криволинейных систем несовершенной сланцеватости, образующей сложные завихрения (см. рис. 4.43, А, фрагмент). Такие структуры весьма распространены и имеют размеры от первых миллиметров до первых метров.

←

Рис. 4.43. Структурные парагенезы свекофеннского цикла в палеопротерозойских породах Лехтинского сегмента Восточно-Карельской зоны (А), схема, поясняющая соотношения свекофеннских сдвиговых и складчатых структур в породах Карельского массива (план) (Б) и фотографии структур (вид в плане), отражающих сдвиговые дислокации в деформированных осадочных брекчиях (В) и филлитовидных сланцах сумия–сариолия (Г). Пояснения см. в тексте

1 — деформированные конгломераты; 2 — прослои гравелитов; 3 — различные вулканогенно-осадочные породы; 4 — сланцеватость–кливаж; 5 — направления сдвига (а), растяжения (б), вращения (в).

I–III — стереографические проекции (нижняя планисфера) ориентировки различных структур в неоархейских и палеопротерозойских породах Карельского массива: I — полюсов левосдвиговых зонок (С) (212 замеров, изолинии: 1, 6, 11, 19 %), II — полюсов правосдвиговых зонок (С) (46 замеров, изолинии: 1, 8, 24 %), III — минерально-агрегатной линейности

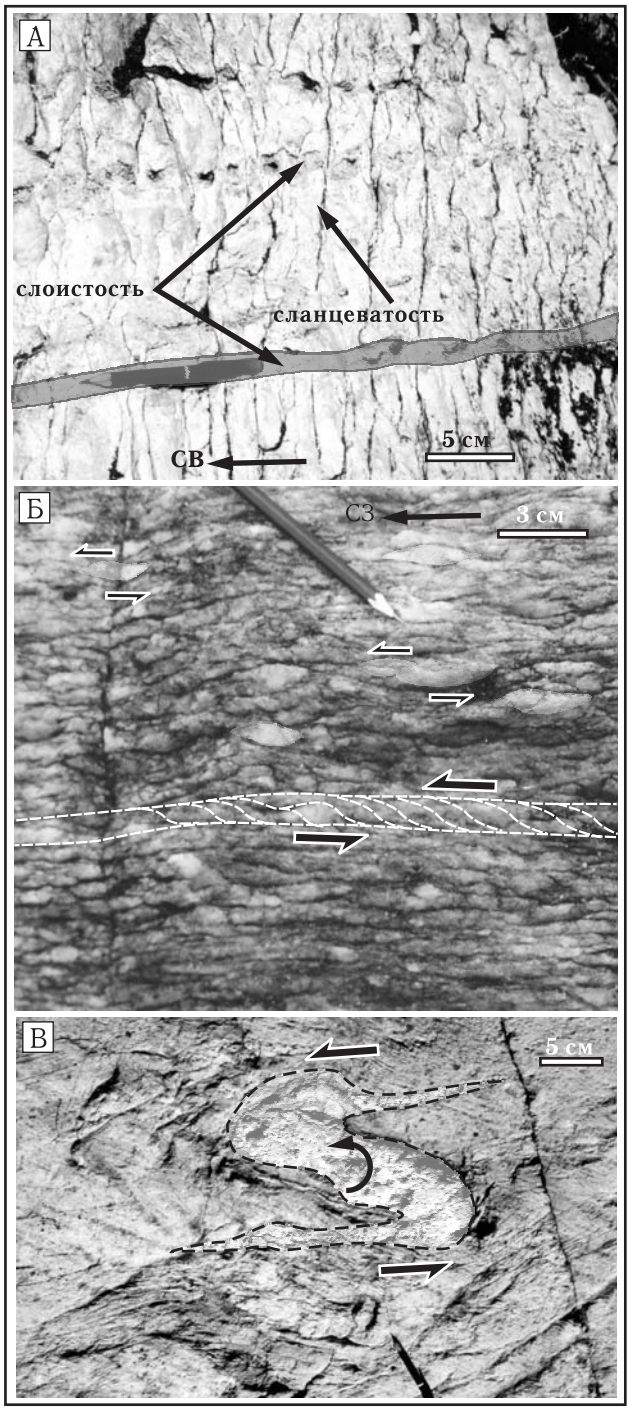
Буквенные обозначения: F_1 и F_2 — складки первой и второй генераций; С — сдвиговые зоны

Весь перечисленный комплекс микроструктур в пределах Лехтинского сегмента отражает объемные сдвиговые дислокации, которые относительно равномерно рассеяны по всему разрезу Восточно-Карельской зоны. Этот факт указывает на рассредоточенный характер деформаций, отражая ситуацию, когда сдвиговые дислокации развиваются не столько за счет смещений по разломам, а в основном путем дифференцированных микроперемещений, ротации и проявления пластической деформации.

Изучение и статистический анализ перечисленных структур — кинематических индикаторов — позволил выявить векторы тектонического транспорта и направления сдвиговых перемещений, которые показаны на геолого-структурной схеме (см. рис. 4.40). По площади развития резко преобладают структуры, характеризующие левый знак сдвига и вращения. Все они имеют выдержанную северо-западную ориентировку (см. рис. 4.43, А, I). Преимущественно в западной и восточной частях участка работ локально развиты субмеридиональные структуры правого сдвига (см. рис. 4.43, А, II). Позиция минерально-агрегатной линейности в большей мере подчинена сдвиговым структурам северо-западной ориентировки, что указывает на их главенствующее значение (см. рис. 4.43, А, III). Отмечены многочисленные случаи пересечения и взаимоналожения сдвиговых структур субмеридионального и северо-западного простирания, что является признаком их субсинхронного и сопряженного развития. Как это видно на стереограммах, происходит локальная переориентировка и вращение то левых, то правых сдвиговых структур в зависимости от преобладающей активности сдвигов различной ориентировки. В упрощенном виде общий структурно-кинематический парагенез свекофеннского цикла показан на диаграмме (см. рис. 4.43, Б).

Рассмотрим несколько примеров структур тектонитов пластической и хрупкопластической стадии деформаций. В осадочных брекчиях сумия–сариолия первоначально изометричные обломки подвержены пластической деформации и приобретают удлинение в направлении тектонического транспорта (см. рис. 4.43, В). Многие обломки имеют асимметричную и сигмоидальную форму, а также образуют структуры вращения в соответствии с левыми перемещениями. В тонкообломочных и пелитовых породах развиваются асимметричные сдвиговые зонки, напоминающие косослоистые серии (см. рис. 4.43, Г). О составляющих перемещений часто удается судить по соотношениям первичной слоистости и поверхностей сдвигового скольжения. Весьма характерный случай, когда сохраняется субгоризонтальное залегание слоев, пересекаемых крутопадающими системами микросдвигов (рис. 4.44, А). В горизонтальной плоскости при этом отмечаются четко развитые C-S-структуры и имеются многочисленные признаки вращения минеральных зерен, указывающих на интенсивные левосдвиговые перемещения (см. рис. 4.44, Б). Вертикальные подвижки при этом отсутствуют. Синметаморфические структуры вращения весьма распространены в форме серповидных кварцевых и кварц-полевошпатовых метаморфогенных жил и сегрегационных стяжений (см. рис. 4.44, В). Такие формы развиваются в результате синкинематического роста и вращения.

Более поздние структурные преобразования связаны с хрупкими деформациями. Время их проявления надежно не установлено, но, вероятнее всего, они являются позднесвекофеннскими. Наиболее характерны локальные хрупкие сдвиги, унаследующие и подновляющие ранние сдвиги северо-западного простирания. Анализ положения сколов Риделя, трещин отрыва с гидротермально-метасоматическим выполнением (кварц, хлорит, эпидот), штрихов скольжения и других структур указывает на правосдвиговый характер перемещений. Однако общий структурообразующий эффект этих преобразований незначителен.



←

Рис. 4.44. Фотографии структур сдвигового происхождения в ятулийских кварцитопесчаниках

А — зона сдвига и рассланцевания, секущая горизонтально залегающие слои ятулийских кварцитопесчаников и гравелитов; смещения в вертикальном направлении отсутствуют; при этом в плане отмечны левосдвиговые перемещения (вертикальный срез, ортогональный простиранию сланцеватости).

Б — макро- и микроскопические C-S-структуры в ятулийских гравелитах; деформированные обломки кварца имеют сигмоидальную форму, связанную с левосдвиговым вращением включений (вид в плане).

В — серповидная жила метаморфогенного кварца в ятулийских кварцитопесчаниках, сформировавшаяся в результате синкинематического роста в условиях вращения (вид в плане)

Таким образом, в процессе свекофеннских тектонометаморфических событий Восточно-Карельская зона представляла собой область левосдвиговой транспрессии. Локальные рифтогенные впадины раннего палеопротерозоя испытали на данном этапе сдвиг и сплющивание, трансформировавшись в пальмовые структуры. В результате относительно равномерно рассредоточенных объемных левосдвиговых дислокаций древние депрессии приобрели в плане ромбовидную и трапециевидную форму.

Модель формирования Восточно-Карельской зоны

Модель формирования Восточно-Карельской зоны должна отражать следующие геолого-структурные закономерности.

1. Структурно-вещественные ассоциации селецкого цикла образуют единую вертикальную зональность, отражающую сопряженные тектонические преобразования на различных уровнях коры (см. рис. 4.42): 1) процессы растяжения и хрупкого разрушения верхней коры (формирование листрических сбросов и связанных с ними асимметричных рифтогенных впадин, выполненных вулканитами, осадками и микститоподобными образованиями); 2) явления хрупкопластического субгоризонтального течения в подстилающих рифтогенные структуры комплексах (формирование катаклазитов, бластомилонитов, метасоматитов и складок продольного течения); 3) процессы субгоризонтального объемного пластического и реоморфического течения среднекорового слоя в условиях высокой магматической активности и флюидно-термального потока (формирование «струйчатых» мигматитов, метасоматитов, чарнокитоидов и друзитов).

2. В обрамлении Восточно-Карельской зоны развита «купольно-гнейсовая» область, которую можно сопоставить с классическими примерами комплексов «метаморфических ядер» кордильерского типа [Lister, Davis, 1989; Скляров и др., 1997; Терехов, 2003; Колодяжный, 2001, 2003].

3. Современная структура Восточно-Карельской зоны отражает обстановку левосдвиговой транс-

прессии, которая проявилась в процессе свекофенских тектонометаморфических преобразований.

Геолого-структурные и геофизические материалы позволяют предложить следующую стадийную модель формирования Восточно-Карельской зоны и сопряженных с ней областей.

1. В начале палеопротерозоя (2,5–2,3 млрд лет) в условиях тектономагматической активизации и растяжения неоархейской континентальной коры в глубинных ее уровнях проявились процессы горизонтального пластического и реоморфического течения (рис. 4.45, А). Они имели объемный характер и охватывали значительный интервал мощности среднекорового слоя. В пределах последнего формировались синкинематические интрузии друзитов и чарнокитоидных гранитов, «струйчатые» мигматиты и кварц-полевошпатовые метасоматиты, различные линейные и декомпрессионные структуры, а также складки продольного течения. Направление тектонического транспорта было северо-восточным (в современных координатах) — ортогональным к простиранию Восточно-Карельской зоны. Судя по данным термобарометрии друзитов, эти процессы развивались на глубинах более 20 км [Слабунов и др., 2001; Степанов, 1981]. В менее глубинных уровнях коры формировались зоны бластомилонитов и катаклазитов, имеющих во многом сходные структуры субгоризонтального течения.

В процессе растяжения в верхней коре формировались листрические сбросы, контролировавшие размещение бимодальных вулканических серий, осадков и микститоподобных образований, которые накапливались в виде шлейфов обрушения у подножий уступов сбросового происхождения. Локальные рифтогенные впадины имели асимметричное строение, что было связано со скольжением блоков по поверхностям листрического сбрасывания с соответствующим вращением и односторонним наклонением межсбросовых мегалитонов (см. рис. 4.45, А). В направлении погружения сбросы испытывали выполаживание и на уровне средней коры сливались с мощной зоной объемного пластического течения в горизонтальной плоскости.

Данный ансамбль структур развивался по модели простого сдвига, впервые предложенной для провинции Бассейнов и Хребтов Северо-Американских Кордильер [Wernicke, 1985]. Этот механизм предполагает возможность существенного растяжения и утонения корового слоя без разрыва его сплошности. Оригинальная модель простого сдвига Б.Вернике предполагает проявление процессов асимметричного рифтинга в связи с эволюцией одного сквозькорового пологого сброса (detachment fault), который проникает до уровня астеносферной мантии, обусловливая формирование мантийного выступа, смещенного от оси рифтовой системы [Wernicke, 1985]. Геолого-геофизические данные о строении Восточно-Карельской зоны указывают на некоторое отклонение ее тектонических параметров от такой модели. Ярко выраженного мантийного выступа не наблюдается, а рифтовые системы контролируются многочисленными сбросами, которые на уровне средней коры в интервале глубин 5–20 км (при современном уровне среза) сливаются с мощной зоной субгоризонтального пластического течения. «Текучий» среднекоровый слой в настоящее время выходит на поверхность в «купольно-гнейсовой» зоне беломорид (см. рис. 4.2). По этим признакам механизм формирования Восточно-Карельской рифтовой системы лучше объясняется в рамках модифицированной модели простого сдвига, которая предполагает внутрикоровый характер пологих дислокаций, контролируемых зоной пластического течения в средней коре [Lister, Davis, 1989] (см. рис. 4.45, Г). Данная модель основывается на фундаментальном свойстве континентальной коры, а именно: на зависимости ее реологических параметров от глубины [Chen, Molnar, 1983]. Как это видно на графике на глубинах порядка 15 км отмечается зона «упрочнения» и перехода хрупких деформаций верхнекорового слоя в область пластического течения средней — нижней коры (см. рис. 4.45, Г). Вдоль таких переходов — аттракторов напряжений и волноводов — обычно развиваются срывы и зоны милонитов, ниже которых огромные массы пород теряют вязкость и текут [Леонов Ю., 1991, 1993, 1997, 2001; Ivanov S., Ivanov K., 1993]. Эволюция данной системы предполагает тектоническую эрозию верхней коры и выведение к поверхности глубинной зоны срыва и среднекоровых масс в виде комплексов «метаморфических ядер» (см. рис. 4.45, Г). Все имеющиеся данные позволяют предполагать именно такой сценарий развития Восточно-Карельской зоны.

2. После достижения некоторой критической величины растяжения и утонения верхнекорового слоя, по модели простого сдвига, в результате разгрузки имело место нарушение гравитационной устойчивости в глубинных слоях коры. Это обусловило рост поднятия и формирование пока еще невскрытой тектонической эрозией (слепой) зоны «метаморфических ядер» (см. рис. 4.45, Б). Соответствующие данным образованиям породы слага-

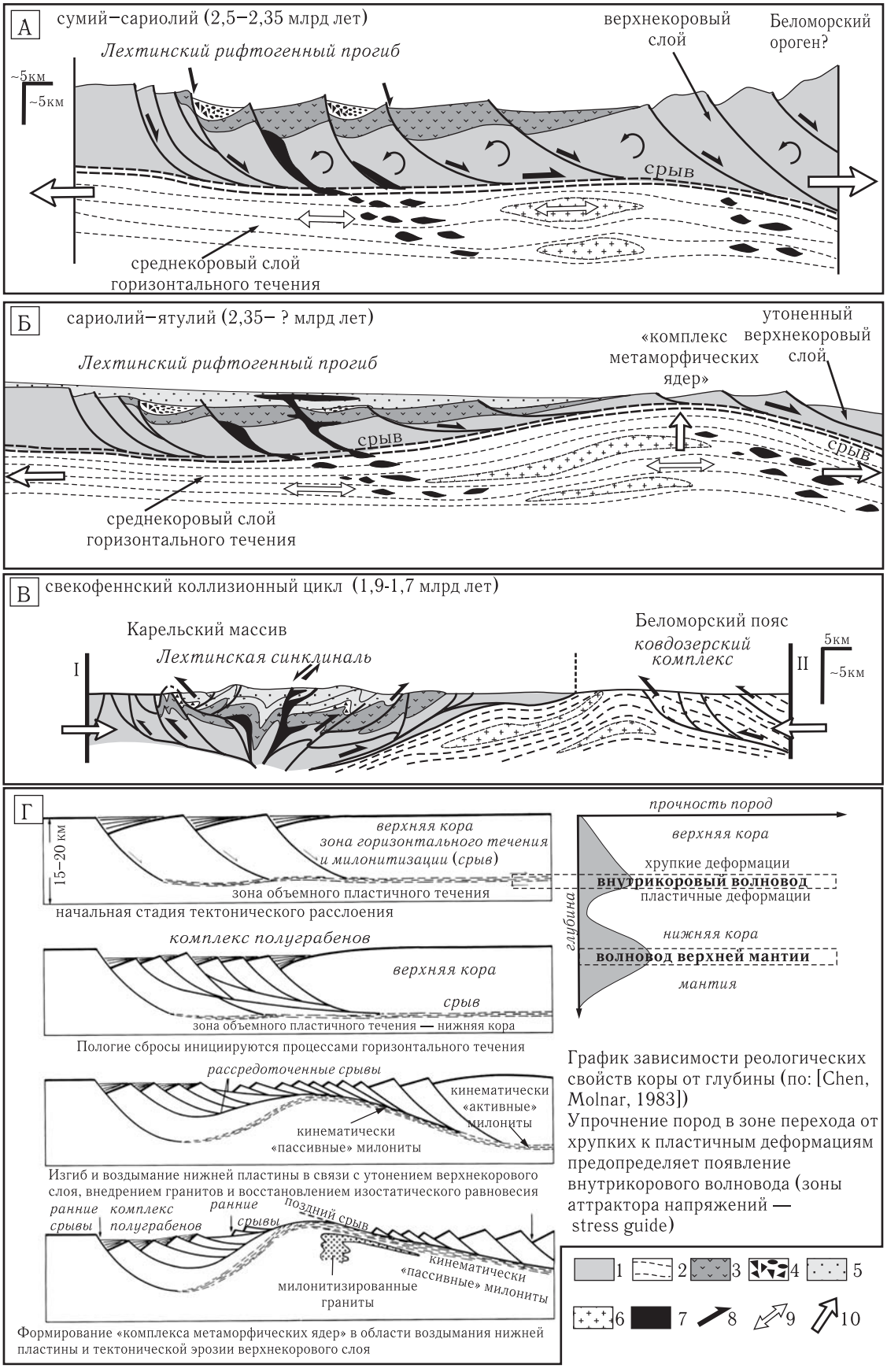


График зависимости реологических свойств коры от глубины (по: [Chen, Molnar, 1983])
Упрочнение пород в зоне перехода от хрупких к пластичным деформациям предопределяет появление внутрикорового волновода (зоны аттрактора напряжений — stress guide)

←

Рис. 4.45. Последовательные стадии развития Лехтинской рифтогенной структуры по унифицированной модели простого сдвига [Wernike, 1985], предполагающей сопряженное формирование полуграбенов и поднятий — «комплекса метаморфических ядер» [Lister, Davis, 1989] (А–В), и модель сопряженного формирования полуграбенов, сбросов и «комплеса метаморфических ядер» в связи с процессами эволюции внутрикорового срыва (адаптировано по: [Lister, Davis, 1989] (Г)

1 — неоархейские гранит-зеленокаменные образования фундамента Карельского массива; 2 — метаморфические комплексы Беломорского пояса; 3–5 — палеопротерозойские комплексы: 3 — вулканиты сумия–сариолия, 4 — микститоподобные осадочные брекчии сумия–сариолия, 5 — осадки и вулканиты ятулия; 6 — палеопротерозойские гранитоиды; 7 — мафит-ультрамафитовые интрузии; 8–10 — направления перемещений по разрывам (8), растяжения (9) и направления общего перемещения горных масс (10)

ют «купольно-гнейсовую» зону западной части беломорид. В результате воздымания они, по-видимому, достигли верхнекорового уровня в процессе селецкого цикла (в сумии–ятулии). Об этом свидетельствуют U-Pb возрасты титанита (2,31–2,18 млрд лет) [Bibikova et al., 2001], а также хорошая сохранность селецких структурно-вещественных парагенезов в пределах этой зоны. Данные термобарометрии показывают, что процессы метаморфизма развивались на фоне повышения температур и общей декомпрессии, которую можно объяснить тектонической эксгумацией глубинных метаморфических комплексов. Развитию поднятия во многом способствовали процессы формирования чарнокитоидных гранитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов, порождающих изостатические эффекты. По-видимому, к моменту, когда поднятие достаточно оформилось, произошло перерождение первичных поверхностей пологих срывов. Это проявилось, во-первых, в миграции активных сбросов на северо-восточный борт поднятия. Во-вторых, произошло зарождение новых срывов, занявших первоначальную позицию более ранних. Эти нарушения сохранились в современной структуре и обозначены на сейсмопрофиле 4В системой ступенчатых отражающих площадок и дуплексов растяжения (см. рис. 4.39, Г). В ятулии тектоническая активность Восточно-Карельской рифтовой системы существенно снизилась. В ее пределах развивались остаточные прогибы с излиянием трапповых базальтов и накоплением осадочного чехла (см. рис. 4.45, Б).

3. В процессе свекофеннских тектонометаморфических преобразований (2,0–1,75 млрд лет) Восточно-Карельская рифтовая система оказалась в условиях левосдвиговой транспрессии. При этом первичные рифтогенные впадины отчасти трансформировались в пальмовые структуры, которые отражают синхронное проявление эффектов поперечного сплющивания и дивергентного выдавливания толщ в борта структур, сдвига и смятия слоев в диагональные складки (см. рис. 4.45, В). Формировавшиеся при этом надвиги частично наследовали плоскости селецких сбросов, которые сохранились в современной структуре в виде реликтовых структурно-вещественных парагенезов режима растяжения. В результате объемных левосдвиговых дислокаций древние депрессии приобрели в плане ромбовидную и трапециевидную форму. Более поздние правосдвиговые подвижки вдоль зон северо-западного простирания не привели к существенной перестройке структуры.

Эти процессы были обусловлены коллизионными событиями в пределах Беломорско-Лапландского пояса. При коллизии беломорские среднекоровые комплексы испытали тектоническую эксгумацию в результате надвиго-поддвиговых процессов скучивания и субсинхронного сбрасывания (см. раздел 3.4). Краевую часть Карельского массива эти перемещения затронули слабо: лишь локально «приграничная гнейсово-купольная» зона оказалась слабо надвинутой на карелиды (см. рис. 4.2, Б).

В свекофеннское время в Восточно-Карельской зоне сформировалась метаморфическая зональность, которая в целом нарастает по интенсивности в сторону Беломорского пояса. Для последнего характерен ареальный незональный метаморфизм, а «купольно-гнейсовая» зона, развитая вдоль его границы с карелидами, выступает в роли «теневого» барьера, разделяющего беломорские и карельские метаморфиты. Последним свойственна метаморфическая зональность, которая проявлена в восточных крыльях протерозойских синклиналей в виде узких изофациальных зон. Эти особенности можно рассмотреть в связи с так называемым эффектом цоколя (по: [Сомин, Видяпин, 1987]). Флюидно-термальный поток, по-видимому, зарождался в глубинной области беломорид, и его фронт продвигался к юго-западу. Сравнительно однородные гнейсы ковдозерского комплекса, подстилавшие карелиды с востока, выступали в роли теплопроводной субстанции, а вулканогенно-осадочные толщи Карельского массива играли роль

теплового «экрана», контролировавшего сгущение геоизотерм и накопление флюидов. Не менее важно, что верхнекоровый слой в восточном обрамлении карелид испытал существенное утонение при развитии «метаморфических ядер», что способствовало повышению общей проницаемости коры и подъему геоизотерм. Таким образом, свекофеннские метаморфические преобразования в Восточно-Карельской зоне не связаны с беломорскими покровами.

* * *

Предложенная модель формирования Восточно-Карельской зоны отражает последовательное проявление следующих геодинамических обстановок: 1) общее растяжение, среднекоровое горизонтальное течение, развитие рифтогенных структур по модели простого сдвига; 2) становление комплекса «метаморфических ядер»; 3) свекофеннская коллизия и формирование зоны транспрессии. Первые две обстановки связаны с селецким тектоническим циклом. Исходным условием развития дислокаций в данном случае является горизонтальное течение среднекорового слоя. Во многом аналогичная модель, но исключающая коллизионные события, была предложена Е.Н. Тереховым [2003], который связывал становление комплекса «метаморфических ядер» западной части Беломорского пояса с восходящей ветвью мантийного плюма. Являлся ли мантийный диапир первопричиной формирования рифтовых структур в данном случае ответить трудно. Однако, как было обосновано Ю.Г. Леоновым [2001], асимметричный характер рифтов, связанный с механизмами простого сдвига, чаще указывает на ведущее значение структурных преобразований, которые запускают в действие механизмы пассивного рифтогенеза. При этом формирование плюма является реакцией на появление областей наиболее интенсивного растяжения и соответствующей декомпрессии.

Многие элементы кинематической эволюции Восточно-Карельской зоны в палеопротерозое сходны и коррелируются с этапами развития других областей Карельского массива. Рассмотренный случай иллюстрирует характер трехмерной организации структурных ансамблей Карельского массива: сочетание крутопадающих зон дислокаций верхней коры с мощными зонами субгоризонтального пластического течения, охватывающими значительные объемы средне-нижнекорового уровня. Это согласуется с данными, полученными для Центральной Карелии (Онежский регион).

4.3.2. Северо-Карельская зона сдвига

Общие представления о тектонике

Северо-Карельская зона в качестве обособленной структурно-вещественной единицы впервые была выделена К.О. Кратцем [1963]. Данная зона прослеживается в виде дугообразного пояса в северной части Карельского массива вдоль его границы с Беломорской провинцией (см. рис. 4.1). Она маркируется выходами сильнодислоцированных и метаморфизованных палеопротерозойских вулканогенно-осадочных и интрузивных образований, слагающих разобщенные структуры среди полей развития тектонизированных гранит-зеленокаменных ассоциаций неоархея. Наиболее крупные из них представлены пережатыми и сложноскладчатыми синклиналями: Кукасозерской, Ханкусъярвинской и Панаярвинской (рис. 4.46б). Они имеют субширотное простирание и сочленены зонами разлинзования и сдвига в архейских гнейсогранитах. С северо-запада к этим структурам ортогонально примыкает Куолаярвинский синклинорий, имеющий сложную внутреннюю тектонику, но в целом представляющий собой относительно пологую открытую синклиналь. Общая конфигурация протерозойского пояса Северной Карелии имеет вид области тройного сочленения, образованной поясами Карасйок-Куолоярвинским, Северо-Карельским и Кайнуу (см. рис. 4.1).

Тектоническая позиция Северо-Карельской зоны и особенности ее эволюции издавна привлекали внимание исследователей различного геологического профиля. В этом районе велись работы в области стратиграфии и петрологии магматизма [Буйко и др., 1995; Григорьева, 1967, 1968, 1969; Демидов, Кратц, 1974; Демидов, Мельянцев, 1976; Коросов, 1991; Куликов и др., 1974; Негруца, 1984; Харитонов, 1963; Хейсканен, 1980; Шатский, Горощенко, 1991; Amelin et al., 1995], изучались метаморфические процессы [Воинов и др., 1987; Воинов, Полеховский, 1985; Колодяжный, 1999а; Леонов и др., 2000; Московченко, Турченко, 1975; Петров, Волошина, 1987; Фации..., 1990], проводились структурно-геологические исследования [Геология..., 1987; Загородный, Радченко, 1988; Колодяжный, 1997, 1998; Кратц, 1963; Лавров, Свириденко, 1973; Леонов и др., 1996, 2001; Московченко, 1973;

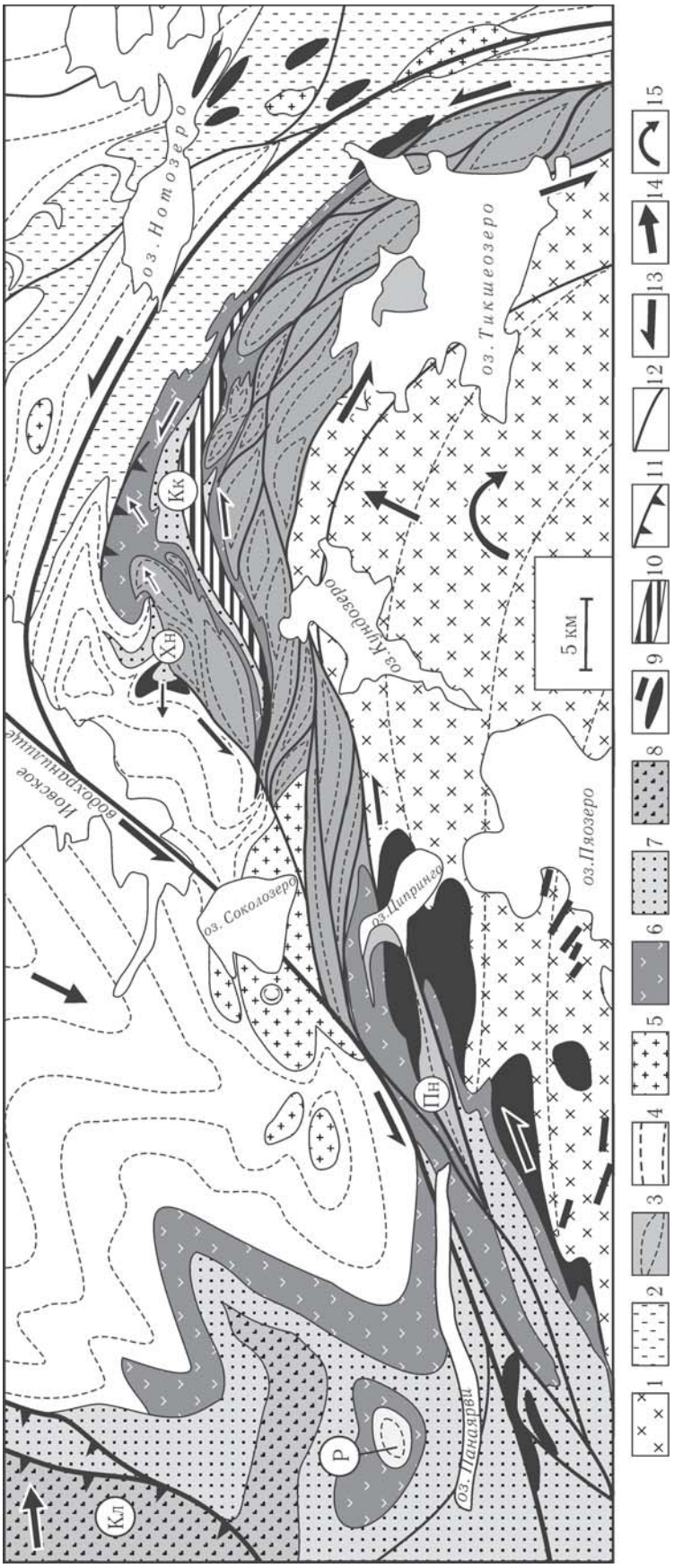


Рис. 4.46. Структурно-геологическая схема Северо-Карельской зоны сдвиговых дислокаций (составлено с использованием данных: [Колодяжный, 1998; Кратц, 1963; Сыстра, 1991; Травин, 2000])

1–3 — *неоархейские комплексы Карельского массива:* 1 — кварцевые диориты и гранодиориты (таваярвинский комплекс), 2 — зеленокаменные образования лопия, 3 — бластокатаклазированные гнейсограниты присдвиговой области; 4 — *гнейсы Беломорского пояса* (ковдозерский комплекс); 5 — плагиомикроклиновые граниты; 6–9 — *палеопротерозойские образования:* 6 — вулканиты и осадки сумия–сариолия, 7 — кварцитопесчаники и метабазальты ятулия, 8 — вулканиты и осадки людиковия, 9 — массивы и дайки мафит-ультрамафитового состава; 10 — зона тектонометаморфического меланжа Кукасозерской структуры; 11 — надвиги; 12 — сдвиги; 13 — направления перемещений по сдвигам; 14 — векторы тектонического транспорта; 15 — предполагаемое направление вращения.

Буквенные обозначения: синклинали: Кк — Кукасозерская, Хн — Ханкусьярвинская, Пн — Панаярвинская, Кл — Куолоярвинская. Р — купол Раакатунтури. С — Соколозерский массив

Сыстра, 1991, 1994; Травин, 1993, 1996, 2000; Щипцова, 1994а].

До недавнего времени все исследователи сходились во мнении о синклинорном строении Северо-Карельского пояса и о накоплении составляющих его палеопротерозойских толщ на коре континентального типа. В последние годы появились представления о развитии этой зоны при закрытии Циркум-Карельского палеопротерозойского океанического бассейна, в результате чего сформировалась сутура, вдоль которой Карельский кратон был пододвинут под Беломорский микроконтинент [Бабарина, 1999; Минц и др., 1996]. Действительно, Северо-Карельская зона имеет некоторые признаки сутурной зоны, в области которой элементы покровно-надвиговой и купольной тектоники (беломорский тип) сочетаются с крутопадающими зонами сдвига и купольно-сдвиговыми структурами (карельский тип).

Важную информацию о тектонике рассматриваемой зоны имеют сведения о внутреннем строении протерозойских синклиналей. Почти все они представлены сильно сплющенными и запрокинутыми к северу структурами, что вызывает необходимость находить критерии, отличающие их от аккреционных моноклиналей сутурных зон.

Панаярвинская синклиналь сложена сумийско-сариолийскими и ятулийскими вулканогенно-осадочными толщами. Она сопряжена с Кукасозерской структурой мощной (до 6–7 км) зоной разлинзования и сдвиговых дислокаций в архейских гнейсогранитах (см. рис. 4.46). Данная зона проникает в палеопротерозойские образования Панаярвинской структуры, которая представляет собой сплющенную синклиналь с крутопадающей и несколько запрокинутой в северных румбах осевой плоскостью. Главная синклиналь осложнена дополнительными складками с субгоризонтальными и вертикальными шарнирами. В крыльях и центральной частях Панаярвинская синклиналь интенсивно разлинзована и расчешуена по системе крутопадающих взбросо-сдвигов, выполненных свекофеннскими динамосланцами, бластомилонитами и катаклазитами. В строении зон нарушений участвуют также более древние конседиментационные тектониты: микститы сумийско-сариолийского возраста, подверженные существенным наложенным преобразованиям свекофеннского времени (см. рис. 4.8). Ориентировка плоскостных структурных элементов в протерозойских породах и архейских гнейсах обрамления сходная и подчинена простиранию Панаярвинской структуры. Минерально-агрегатная линейность типа «а» ориентирована по падению крутопадающей сланцеватости.

Панаярвинская синклиналь постепенно расширяется и раскрывается по направлению от оз. Ципринга в сторону оз. Панаярви в соответствии с погружением ее шарнира. В западной ее части (на финской территории) интенсивные деформации отмечаются только вдоль южного борта структуры, тогда как центральные ее области характеризуются пологой складчатостью брахиформного типа, обусловливающей появление петельчатого структурного рисунка [Karki, Laajoki, 1995; Травин, 2000]. Преимущественно вдоль южного борта Панаярвинской структуры к ней примыкают кулисно расположенные расслоенные массивы перидотит-габброноритов Олангской группы (2,44 млрд лет) [Amelin et al., 1995]. Тектоническая структура пород фундамента Панаярвинской синклинали характеризуется линзовидно-блоковым (в южном борту) и купольно-изометричным (в северном обрамлении) строением. В последнем случае ситуация связана с развитием термальных мигматит-гранитных куполов в беломорских гнейсах ковдозерского комплекса [Воинов и др., 1987]. Эти купола субизометричные в плане и не имеют прямой связи со сдвиговыми дислокациями. Такого рода структуры свойственны всей обширной области развития беломорид в треугольнике между Кукасозерской, Панаярвинской и Куолаярвинской синклиналями. Время формирования данных куполов в основном соответствует неоархею, но по ряду признаков они испытали ремобилизацию в протерозое, так как некоторые из них, например, купол Раакатунтури, деформируют и протыкают протерозойский чехол (см. рис. 4.46).

Куолаярвинский синклинорий имеет симметричное строение: в ядре и крыльях структуры в нормальной стратиграфической последовательности наблюдается наиболее полный разрез палеопротерозоя в объеме от сумийского до людиковийского надгоризонтов [Сыстра, 1991]. Синклиналь имеет субмеридиональное простирание и ортогонально сочленяется с Панаярвинской структурой Северо-Карельской зоны. Она имеет открытую форму и относительно слабо дислоцирована в осевой части. Интенсивность деформаций возрастает по направлению к восточному крылу синклинали, где в основании карельского комплекса широко развиты зоны рассланцевания, надвиги и принадвиговые складки восточной вергентности [Войтович, 1975]. Метаморфическая зональность в зоне надвигов восточного крыла имеет высокоградиентный характер: по

удалению на первые сотни метров от контактов с беломорскими гнейсами степень вторичной переработки карелид быстро снижается от амфиболитовой до низких ступеней зеленосланцевой фации (хлоритовая зона) [Воинов и др., 1987].

Кукасозерская синклиналь представляет собой сложно складчатую интенсивно раздавленную и запрокинутую к северу структуру (рис. 4.47). Она сложена вулканогенно-осадочными толщами сумия, сариолия, ятулия и людиковия. Ее структурная асимметрия сочетается со стратиграфически симметричным («синклинальным») размещением палеопротерозойских толщ. В приосевой части синклинали развита мощная (0,5–3 км) шовная зона тектонометаморфического меланжа (см. рис. 4.47). Она характеризуется высокой степенью дислоцированности и линеаризованности структур в субвертикальной плоскости, развитием пережатых складок, будин, а также сдвиговых нарушений. В бортах шва складчатые структуры становятся менее напряженными и сочетаются с куполообразными линзовидными структурами. В протерозойских толщах при этом широко развиты системы диагонально-кулисных складок, формировавшихся в условиях многократного смятия и вращения.

Куполообразные структуры в бортах Кукасозерской синклинали по многим признакам могут быть отнесены к категории купольно-сдвиговых структур. Как правило, это крупные линзовидные домены архейских пород, ограниченные субвертикальными зонами сдвига. Они составляют диагонально-кулисные системы дуплексов, что особенно характерно для южной краевой части Северо-Карельской зоны (см. рис. 4.47, 4.46). Центральные части этих доменов нередко имеют купольное строение, что подчеркивается ориентировкой гнейсовидности. Иногда в восточных торцевых частях купольно-сдвиговых структур развиваются осложняющие их козырьковые покровы и крупные колчановидные лежачие складки, отражающие явления пластического течения и надвигания кристаллических масс вдоль оси удлинения линзовидных доменов.

Характерный пример такого рода структур отмечается в районе мыса Хирвинаволок, где наблюдается система кристаллических линзовидных куполов, осложненных покровными колчановидными складками восточной вергентности (рис. 4.48). Не менее выразительную форму имеет «языкообразный» Кужъярвинский покров, напоминающий горизонтальную кристаллическую протрузию с надвиганием масс в северо-восточном направлении (см. рис. 4.48). Аналогичную морфологию имеет расположенная несколько южнее узкая каплевидная структура, в ядре которой архейские гнейсы горизонтально «затекают» в область развития карелид на несколько километров.

Развитие данных структур происходило в результате пластического течения на фоне высокобарического метаморфизма и реоморфизма без значительных разрывов и нарушения сплошности среды. Например, во фронте и в бортах Кужъярвинского покрова архейские гнейсы перекрывают метавулканиты сумия без малейших признаков срыва. В результате протерозойские толщи опрокинуты, но их базальные слои, включающие метаморфизованную кору выветривания (см. ниже), удивительно выдержаны и маркируют подошву кристаллического покрова по всему его периметру. Вследствие такого поднадвигового опрокидывания северо-западное окончание Кукасозерской структуры осложнено периклинальным замыканием, в области которого протерозойские толщи погружаются под беломорские гнейсы. Однако признаки опрокидывания исчезают довольно быстро и в северном крыле синклинали сумийские образования с локальным срывом, но чаще с корой выветривания в основании полого перекрывают архейские комплексы (см. рис. 4.47, 4.48). Крутое, но в целом нормальное стратиграфическое залегание отмечается и в южном борту структуры.

Локальные покровно-надвиговые структуры и «языкообразные» кристаллические протрузии, развитые в бортах Кукасозерской синклинали, в кинематическом отношении часто сопряжены с крутопадающими зонами сдвига. Характерным примером являются Ханкусъярвинская и Кужъярвинская покровные структуры, образующие динамопару и сопряженные с разделяющей их зоной левосдвиговых дислокаций (см. рис. 4.48). Данная зона контролирует также крупную диагональную складку — Ханкусъярвинскую синклиналь. В связи с левосдвиговыми перемещениями вдоль этой зоны общая складчатая структура карелид в этой области образует гигантский S-образный изгиб, с которым было связано смятие Ханкусъярвинской синклинали в крупную наложенную складку. По простиранию к востоку зона сдвига затухает, реализуясь в развитии Кужъярвинской горизонтальной протрузии, которая имеет признаки течения к северо-востоку. Сопряженно с этим перемещением в северном борту сдвига пакет покровов Ханкусъярви испытал надвигание в противоположном направлении (в западных румбах). Пластические деформации в этой динамической системе охватывают огромные массы

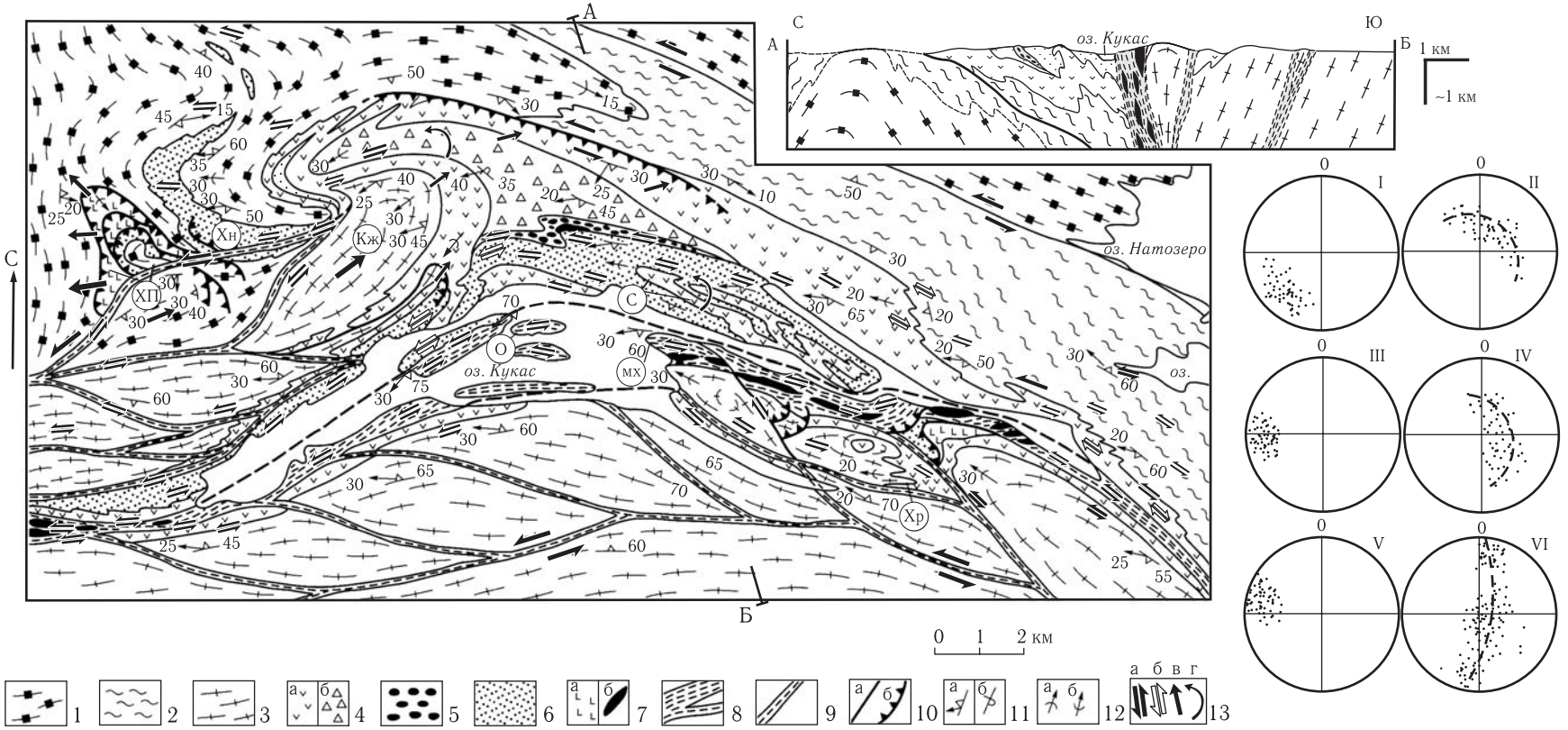


Рис. 4.47. Схема геологического строения Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны (составлено с использованием данных: [Кратц, 1963; Сыстра, 1991]

1 — гнейсы Беломорского пояса (ковдозерский комплекс); 2 — лопийские зеленокаменные образования; 3 — гнейсограниты Карельского массива; 4 — метаморфизованные андезитобазальты (а) и лавобрекчии (б) сумия; 5 — сариолийские метаконгломераты; 6 — кварцитопесчаники ятулия; 7 — крупные массивы (а) и мелкие линзы (б) метагаббро-ультрабазитов; 8 — зона тектонометаморфического меланжа шовной части Кукасозерской структуры; 9 — зоны бластомилонитов; 10 — вязкие взбросо-сдвиги (а) и надвиги (б); 11 — элементы залегания сланцеватости и линейности (а), опрокинутое залегание слоев (б); 12 — шарниры антиклинальных (а) и синклинальных (б) складок; 13 — направления сдвига: первой (а) и второй (б) стадий, тектонического транспорта (в), вращения (г)

I–VI — стереографические проекции структурных элементов на нижнюю планисферу: I, III, V — линейность транспорта и шарниры складок в архейских и протерозойских породах; II, IV, VI — полюса слоистости в палеопротерозойских комплексах. Области замеров: в западной (I–II), центральной (III–IV) и восточной (V–VI) частях Кукасозерской структуры

Буквенные обозначения: покровы: Кж — Кужъярвинский, ХП — Ханкусъярвинский; складчатые структуры: Хр — Хирвинаволокские, С — мыса Северный; Хн — Ханкусъярвинская синклиналь; О — острова центральной части оз. Кукас; МХ — мыс Хирвинаволок

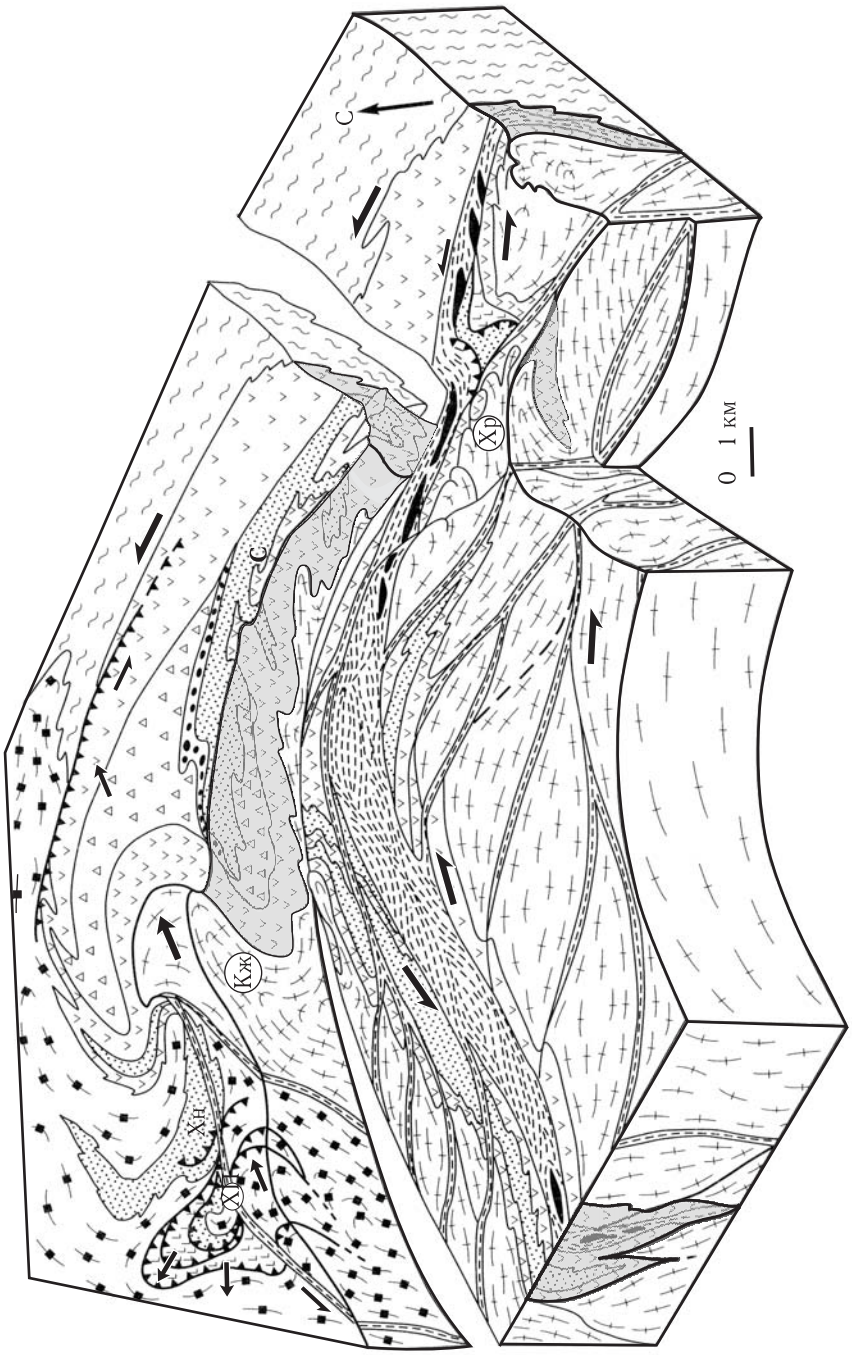


Рис. 4.48. Блок-диаграмма тектонического строения Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны.
Условные обозначения см. на рис. 4.47

пород и проявлены в самых разных формах. В Ханкусъярвинской структуре это — зоны бластомилонитов и различных метасоматитов, пронизывающих и обрамляющих тектонические пластины (рис. 4.49). В мигматизированных беломорских гнейсах, слагающих верхнюю пластину данной системы покровов, широко развиты колчановидные складки, оси которых, так же как и линейность, ориентированы по направлению перемещения горных масс (см. рис. 4.49, фрагмент).

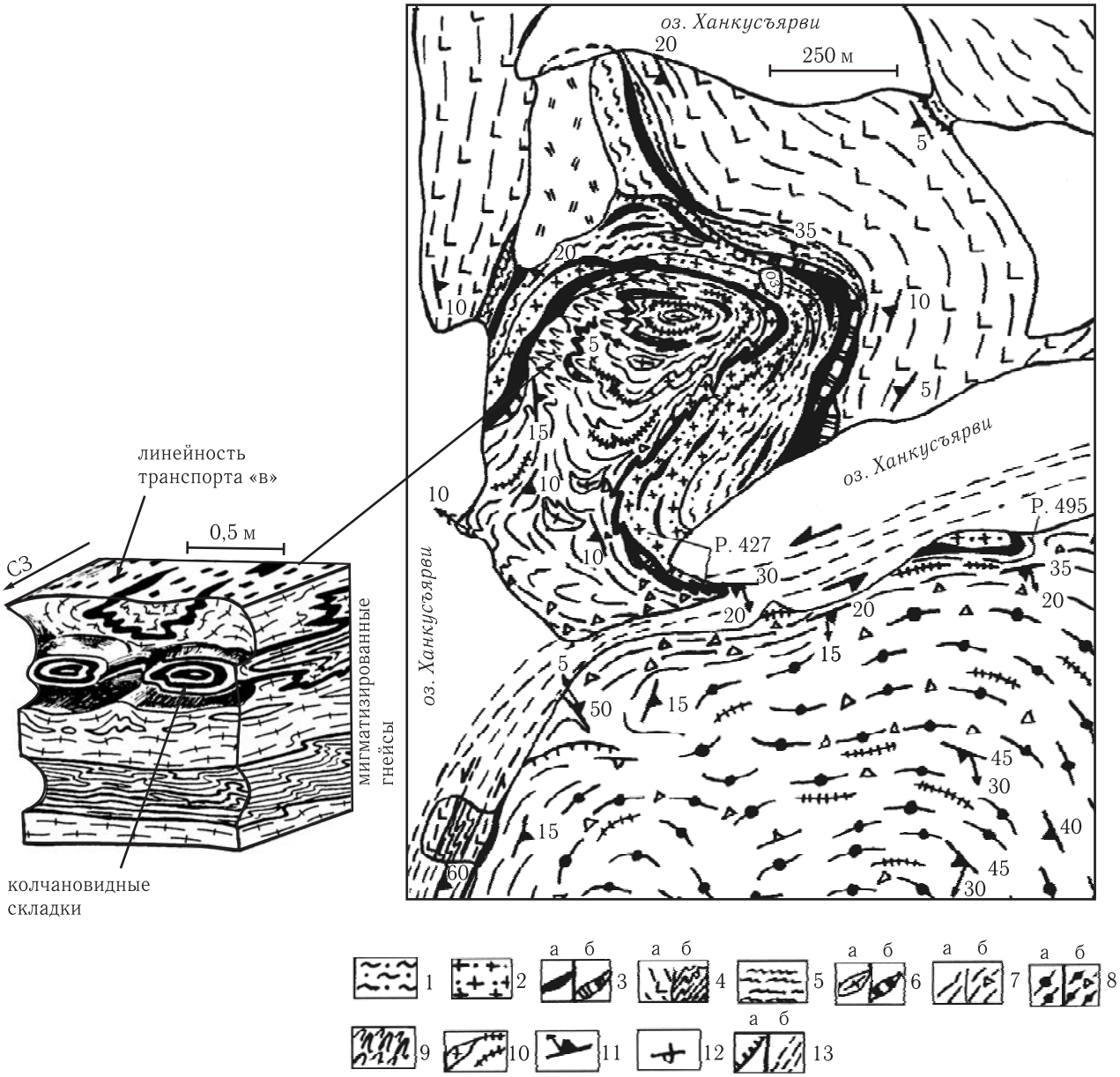


Рис. 4.49. Геолого-структурная схема покрова Ханкусъярви

Местоположение см. на рис. 4.47

1 — биотит-кварцевые сланцы ятулия; 2 — мигматизированные и микроклинизированные ятулийские кварцитопесчаники; 3 — актинолит-эпидот карбонатные метасоматиты (а) и вторичные кварциты (б); 4 — габбро-ультрабазиты: метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации (а) и преобразованные в бластомилониты и зеленые сланцы (б); 5 — альбит-мусковитовые метасоматиты; 6–9 — архейские породы комплекса основания: 6 — реликты плагиогранитогнейсов (а) и амфиболитов (б), 7 — мигматизированные (а) и бластокатаклазированные (б) гранитогнейсы, 8 — микроклиновые порфиробластические мигматиты — эмбрехиты (а) и бластокатаклазиты по ним (б), 9 — зона мигматитов, образующих колчановидные складки; 10 — жилы гранит-аплитов; 11 — элементы залегания сланцеватости, гнейсовидности и линейности; 12 — опрокинутое залегание слоистости; 13 — тектонические нарушения: надвиги (а), зона сдвигового перемещения (б)

В шовной области и в крыльях Кукасозерской синклинали, а также в обрамляющих породах архейского фундамента плоскостные и линейные структурные элементы отличаются сходной тектонической ориентировкой, исключающей возможность наблюдения структурно-метаморфических несогласий. При этом различные виды линейности устойчиво и полого (15–30°) погружаются в западных румбах, изменяя свое простирание лишь в соответствии с общим изгибом Северо-Карельской дуги (см. рис. 4.47, I, III, V). Шарниры складок в протерозойских и архейских породах полностью повторяют эту закономерность и соответственно являются складками продольного течения, составляющими единый парагенез с линейностью типа «в». Полюса слоистости протерозойских пород на стереограммах чаще распределяются вдоль малодуговых траекторий, что свидетельствует о широком развитии конических и колчановидных складок (см. рис. 4.47, II, IV, VI).

В пределах Кукасозерской структуры и ее обрамления широко развиты различные мезо- и микроструктуры, свидетельствующие о развитии пластических и хрупкопластических деформаций в условиях сдвиговых дислокаций. Формирование этих структур сопровождалось развитием свекофеннских тектонитов, представленных продуктами динамотермального метаморфизма палеопротерозойских и неоархейских комплексов. Изучение структур этих тектонитов позволило выявить векторы тектонического транспорта, которые в статистически преобладающих случаях отражают левосдвиговые дислокации и динамически подчиненные им надвиговые перемещения (см. рис. 4.47). Рассмотренные выше особенности структурных рисунков также согласуются с этими наблюдениями.

Палеопротерозойские структурно-вещественные комплексы

Наиболее ранние палеопротерозойские образования представлены расслоенными интрузиями перидотит-габброноритов Олангской группы. Они развиты преимущественно вдоль южного борта Панаярвинской структуры и примыкают к ней в виде системы кулисно эшелонированных массивов. Данные тела хорошо изучены и датированы U-Pb методом по циркону: Ципрингский массив — 2442 млн лет, массив Лукулайсвара — 2441 млн лет [Amelin et al., 1995]. Эти интрузии прорывают самые нижние горизонты палеопротерозоя и с размывом перекрываются конгломератами сумия–сариолия [Коросов, 1991; Сыстра, 1991]. В пространственной ассоциации с расслоенными массивами находятся дайки, силлы и небольшие плутонические массивы основного–кислого состава, имеющие сумийско-сариолийский возраст.

Стратиграфические разрезы различных синклинальных структур существенно отличаются по мощностям, последовательности залегания и литологическому составу толщ.

В строении Панаярвинской синклинали участвуют палеопротерозойские толщи сумийско-сариолийского и ятулийского надгоризонтов.

В основании сумия отмечается толща кислых эффузивов мощностью до 350 м [Воинов, Полеховский, 1985; Сыстра, 1991; Хейсканен, 1980]. Согласно некоторым стратиграфическим схемам, данные вулканиты имеют клиновидные (фациальные) переходы с толщей андезитобазальтов [Буйко и др., 1995; Коросов, 1991]. Кислые эффузивы представлены плагиоклазовыми и кварцевыми порфирами с голубым кварцем, залегающими с корой выветривания и линзами конгломератов в основании на породах фундамента. Среди базальных образований встречаются глыбовые микститоподобные отложения, свидетельствующие о развитии внутрибассейновых поднятий, в частности, купола Раакатунтури [Богданов, Воинов, 1964]. U-Pb изотопный возраст кислых вулканитов оценивается в пределах интервала времени 2,45–2,44 млрд лет [Левченков и др., 1994; Сыстра, 1991].

Выше по разрезу следует толща подушечных и миндалекаменных андезитобазальтов, мощность которой достигает 700–900 м. В ее основании отмечаются кора выветривания, линзы полимиктовых конгломератов и тектоногравитационных микститов с мелкими и крупными олистолитами гранитоидов карельского фундамента (см. рис. 4.8) [Леонов, Колодяжный, Сомин, 1998]. Мощность грубообломочной толщи в локальных «карманах» достигает 250 м. В районе оз. Ципринга эти же грубообломочные отложения залегают на габбро и ультрабазитах Ципрингского массива [Сыстра, 1991].

Ятулийские породы с угловым несогласием перекрывают образования сумийского надгоризонта, непосредственно налегая либо на нижнюю толщу кислых вулканитов, либо на андезитобазальты верхней толщи. В основании разреза отмечаются песчаники с карбонатным цементом, в средней части — базальты; венчается разрез карбонатной толщей. Мощности пачек не выдержаны, а суммарная мощность ятулийских образований варьирует от 500 до 1000 м [Сыстра, 1991].

В строении Кукасозерской синклинали участвуют вулканогенно-осадочные комплексы сумия, сариолия, ятулия и людиковия [Коросов, 1991; Сыстра, 1991].

В основании протерозойского разреза отмечаются породы, представляющие собой метаморфизованную

высокоглиноземистую кору выветривания и зрелые в химическом отношении терригенные осадки [Коросов, 1991; Негруца, 1984; Сыстра, 1991]. Они представлены гранатовыми и кианитовыми кварц-мусковитовыми сланцами и кварцитами, мощность которых достигает 10–15 м. В данных породах был выделен обломочный циркон, изотопный возраст которого был оценен Pb-Pb термоизохронным методом [Сомин, Травин, 2002]. Были получены две цифры — 2690 и 2380 млн лет, — позволяющие полагать, что источником переотложенных цирконов являются неоархейские подстилающие породы, а осадки имеют сумийский возраст и испытали термальное воздействие 2380 млн лет назад.

Выше залегают сумийские андезитобазальты, преобразованные в результате метаморфизма в биотит-амфиболовые сланцы и амфиболиты. В некоторых случаях в породах отмечаются признаки реликтовых подушечных и миндалекаменных текстур. В верхней части разреза толща андезитобазальтов представлена в туфобрекчиевой фации. Максимальной мощности (до 800 м) данные образования достигают в северном крыле Кукасозерской синклинали, в южном они значительно редуцированы (100–200 м), а по направлению к западу в Ханкусъярвской синклинальной структуре архейское основание с размывом перекрывают сразу ятулийские осадки (см. рис. 4.47). В нижней части разреза андезитобазальтовой толщи среди вулканитов прослеживается пачка кварцитов (гравелитов и аркозов) мощностью от первых до нескольких десятков метров. Данные образования вместе с базальными кварцитами и глиноземистыми сланцами сумия образуют два маркирующих горизонта. Они существенно варьируют по мощности и порой тектонически выклиниваются, но в целом достаточно выдержаны и прослеживаются в южном и северном крыльях рассматриваемой синклинали, подчеркивая ее стратиграфически симметричное строение [Коросов, 1991; Сомин, Травин, 2002].

Отложения сариолия с размывом перекрывают нижележащие вулканиты. Они представлены метаморфизованными и деформированными полимиктовыми конгломератами, развитыми в виде линзы мощностью до 200 м в пределах северного крыла Кукасозерской синклинали. В обломках здесь отмечаются метаморфизованные образования основного состава, кварциты и гранитоиды, лишенные следов древней (досвекофеннской) гнейсовидности.

Ятулийские отложения с несогласием перекрывают все нижележащие комплексы. С корой выветривания и линзами (2–10 м) базальных конгломератов в основании они залегают на различных уровнях сумийско-сариолийской части разреза, либо непосредственно на архейском фундаменте. Последнее отмечается в крыльях Ханкусъярвинской синклинали, полностью сложенной осадками ятулия (см. рис. 4.47). Ятулийский надгоризонт представлен кварцевыми и кварц-полевошпатовыми часто косослоистыми кварцитопесчаниками с горизонтами метавулканитов основного состава. Примечательной особенностью является факт отсутствия калиевого полевого шпата в обломочной фракции песчаников [Травин, 1996]. В зонах интенсивного метаморфизма породы перекристаллизованы в биотитовые и амфибол-биотитовые кварциты. Общая мощность отложений достигает 500–800 м.

Образования, рассматриваемые в качестве людиковийских, представлены пестрой по составу толщей: линзовидно-полосчатым переслаиванием амфиболитов, мраморизованных доломитов, углеродистых, амфибол-карбонатных и зеленых сланцев с горизонтами полимиктовых конгломератов сариолийского облика. Данная ассоциация пород локализована в осевой части Кукасозерской синклинали и образует фрагменты тектонизированного разреза в зоне тектонометаморфического меланжа (см. рис. 4.47). Первичная природа пород распознается далеко не всегда, так как они подвержены интенсивному Ca-Mg метасоматозу и наложенным преобразованиям, обусловливающим появление вторичной тектонометаморфической расслоенности. Вся зона в целом буквально нашпигована мелкими будинами и крупными линзами габбро-амфиболитов и серпентинизированных ультрабазитов. Взаимоотношения этих образований с вмещающими породами не ясны вследствие тектонических срывов вдоль контактов. Судя по тому, что тела этих мафит-ультрамафитов пронизывают также гнейсограниты фундамента, они представляют собой интрузивные образования (см. рис. 4.46 и рис. 4.47). В районе Ханкусъярвинской структуры данные породы слагают небольшую покровную пластину и их возраст оценивается в интервале времени 2,0–1,90 млрд лет [Рыбаков и др., 2000]. По ряду структурно-геологических особенностей образования зоны тектонометаморфического меланжа напоминают никеленосную продуктивную толщу Печенгской структуры (свиты ждановская и матерт — 1,98 млрд лет [Минц и др., 1996]), а также олистостромовые комплексы людиковия, ассоциирующие с офиолитами Иормуа пояса Кайнуу (по: [Хейскканен, 1995]). Габбро-ультарабазиты данной зоны некоторыми геологами сопоставляются с офиолитами Иормуа (1,96 млрд лет [Kontinen, 1987]), но при этом ставится под сомнение возможность существования океанической коры в столь короткий промежуток времени, ограниченный проявлением свекофеннской орогении (1,95 млрд лет) [Сомин, Травин, 2002].

* * *

Стратиграфические разрезы Панаярвинской и Кукасозерской синклиналей существенно различаются. Если в первом случае разрез сумия начинается с базальных конгломератов и толщи кислых вулканитов, то во втором — разрез протерозоя начинается с глиноземистых пород и кварцитов. Грубообломочные отложения в пределах данных структур отмечаются в совершенно разных

частях разреза сумия–сариолия. Отложения ятулия коррелируются в лучшей степени, но также испытывают существенные стратиграфические вариации. Отсутствие структурно-метаморфических и наличие стратиграфических несогласий в основании практически всех толщ позволяют полагать, что в процессе накопления палеопротерозойских комплексов складчатые деформации не проявлялись, но имел место режим глыбовой тектономагматической активизации, связанный с развитием локальных рифтогенных впадин. Эти данные указывают на то, что в сумийско-сариолийское время Панаярвинская и Кукасозерская структуры представляли собой изолированные рифтогенные впадины. В их пределах имеются признаки развития конседиментационных разрывов (шлейфы микститов, дайки) и куполообразных внутрибассейновых поднятий типа Раакатунтури. В ятулийское время сумийско-сариолийские впадины были с несогласием «запечатаны» вулканогенно-осадочным чехлом, имевшим площадное развитие.

Особенности свекофеннского метаморфизма и его зональности

В пределах рассматриваемой зоны граница между Карельским массивом и Беломорским поясом многими исследователями рассматривается как метаморфически зональный постепенный переход [Воинов и др., 1987; Глебовицкий и др., 1996; Миллер и др., 1995; Московченко, Турченко, 1975; Петров, Волошина, 1987; Травин, 1996]. Наблюдаемая здесь свекофеннская метаморфическая зональность проявлена прежде всего в наличии двух зон: кианит-силлиманитовой и андалузит-силлиманитовой фациальных серий [Глебовицкий и др., 1996; Фации..., 1990]. В настоящее время геохронологически задокументированы два свекофеннских метаморфических события: 1) прогрессивный метаморфизм, обусловивший формирование метаморфической зональности (1950–1850 млн лет) и 2) регрессивные преобразования (1800–1600 млн лет) [Воинов и др., 1987; Геохронологические рубежи..., 1972; Петров, Волошина, 1987]. Следы досвекофеннских тектонометаморфических событий были полностью уничтожены интенсивным свекофеннским тектогенезом [Воинов и др., 1987; Петров, Волошина, 1987].

С целью выяснения природы свекофеннского метаморфизма в пределах Кукасозерской структуры были проведены петроструктурные исследования, на основании которых была составлена схема метаморфической зональности (рис. 4.50). В целом она отражает давно известный факт общего нарастания степени метаморфизма от зеленосланцевой до альмандин-амфиболитовой фации по мере перехода из области Карельского массива к беломорским комплексам. Вместе с тем, элементы высокоградиентной метаморфической зональности свойственны только Северо-Карельской зоне, тогда как для беломорид это не характерно. Изограды метаморфизма имеют согласно секущее положение по отношению к стратиграфическим границам палеопротерозойских толщ Кукасозерской синклинали. Этот факт установлен в результате наблюдений за характером вторичных преобразований пород, расположенных на одинаковых стратиграфических уровнях.

Например, фациальные условия метаморфизма нижних горизонтов сумия и конгломератов сариолия существенно меняются не только вкрест простирания структур, но и в продольном направлении по линии выходов одной и той же толщи. Базальные горизонты сумия в одних случаях представлены кианит-мусковитовыми кварцитами, в других — для пород этого уровня распознаются псаммитовые структуры, а минеральные парагенезисы соответствуют биотитовой зоне зеленосланцевой фации. При этом степень вторичных вещественных преобразований прямо пропорционально связана с интенсивностью деформаций, что особенно ярко выражено в сариолийских конгломератах. В пределах последних было проведено количественное изучение интенсивности пластических деформаций по расплющенным обломкам различных пород (по методике А.В. Лукьянова [1980]). При деформациях, превышающих 300 %, данные породы содержат метаморфогенные ассоциации альмандин-амфиболитовой фации, а при 300–100 % в минеральных парагенезисах исчезает гранат, появляются хлорит, актинолит, эпидот и биотит.

В восточной части Кукасозерской структуры Р.М. Юркова, работавшая в составе нашей группы, провела термобарометрические исследования. Изучались образцы метаморфизованных неоархейских вулканитов Тикшозерского зеленокаменного пояса, а также сумийских гранатовых амфиболитов. Для первых из них было выявлено от двух до трех генераций метаморфических амфиболов и по их равновесиям с плагиоклазами (по методу Л.Л. Перчука [1970]) оценены параметры метамор-

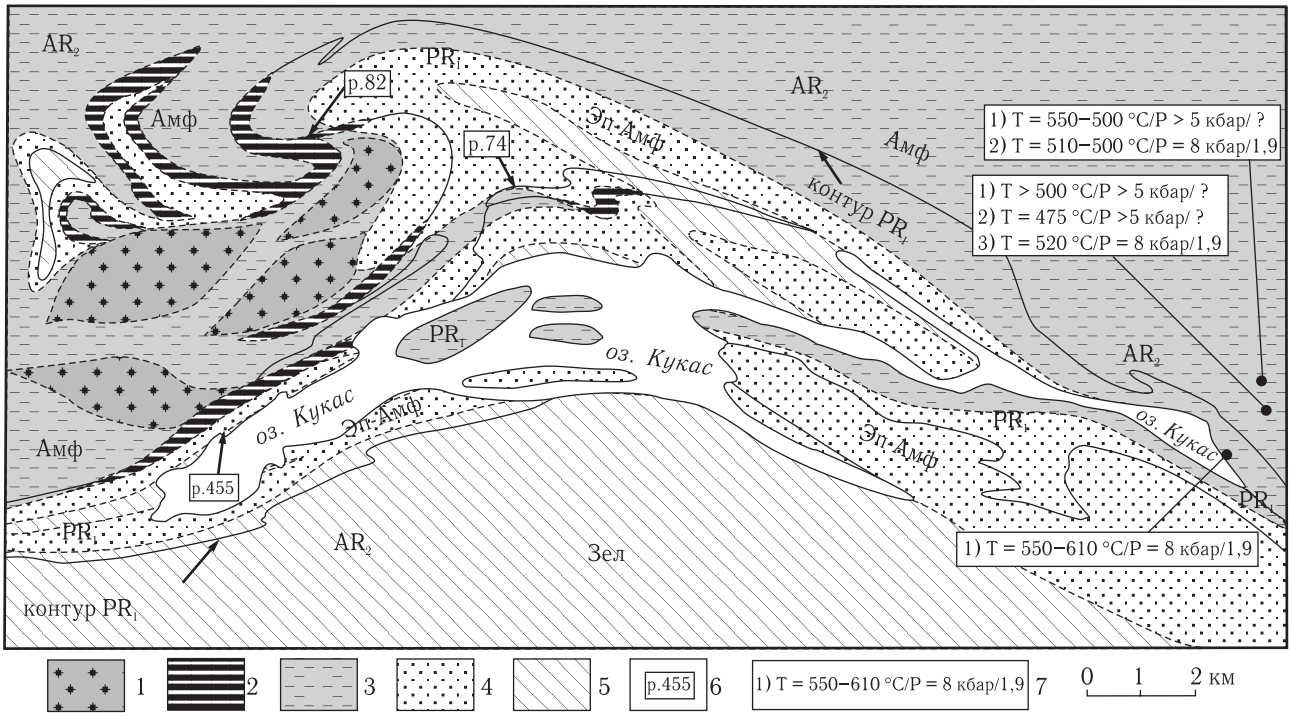


Рис. 4.50. Схема свекофеннской метаморфической зональности Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны

1 — метасоматические порфирокластические мигматит-граниты (эмбрехиты); 2 — микроклинизированные и мигматизированные палеопротерозойские породы; 3, 4 — фациальные зоны метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии: альмандин-амфиболитовая (3) и эпидот-амфиболитовая (4) фации; 5 — преимущественно зеленосланцевая фация андалузит-силлиманитовой фациальной серии; 6 — местоположение микропетрографических разрезов и их номера; 7 — оценки параметров метаморфизма по равновесию роговых обманок и плагиоклазов (по методу: [Перчук, 1997]) и гранат-амфиболовому термометру [Перчук, 1970] — генерация амфиболов): слева направо — температура / давление / предполагаемый возраст, млрд лет (неопубликованные данные Р.М. Юрковой)

физма (см. рис. 4.50). Ранние генерации кристаллизовались при T = 475–550 °C и P = 5 кбар. Поздняя генерация амфиболов формировалась при T = 520 °C и P = = 8 кбар. В амфиболитах сумия по гранат-амфиболовому термометру были отмечены проявления одноактного свекофеннского метаморфизма при T = 550–610 °C и P = 8 кбар. Эти значения достаточно хорошо коррелируются с P-T-параметрами поздних генераций амфиболов в лопийских образованиях, но в залегающих стратигафически и структурно выше сумийских породах отмечаются несколько более высокие значения температур. Последнее иллюстрирует сложный характер свекофеннской метаморфической зональности и может быть объяснено экранирующим термическим эффектом, обусловливающим более существенный прогрев подошвы протерозойских комплексов.

В пределах Кукасозерской структуры метаморфическая зональность, отражающая общее нарастание интенсивности вторичных вещественных преобразований с юга на север, часто нарушается. Среди высокометаморфизованных пород часто появляются «теневые» зоны зеленосланцевых преобразований и, наоборот, на фоне общей деградации метаморфических процессов северного крыла Кукасозерской синклинали в ее приосевой части вновь отмечается резкий всплеск параметров метаморфизма (см. рис. 4.50). Так как эта область соответствует зоне тектонометаморфического меланжа, то данную пространственную неоднородность метаморфической зональности можно связать со структурным фактором.

Согласно секущий характер изоград метаморфизма по отношению к стратиграфическим поверхностям свидетельствует о формировании метаморфической зональности в процессе развития складчатости. Метаморфизм, связанный с общим погружением и глубинной эндогенной эволюцией палеопротерозойских толщ, в данном случае можно исключить. В противном случае необходимо найти объяснение явлениям сосуществования неравно-

весных по P-T-параметрам метаморфизма объемов пород, расположенных в тесной пространственной ассоциации и даже составляющих единые стратиграфические тела.

Рассмотрим более подробно характер вторичных преобразований в различных породах Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны.

Вдоль северного борта Северо-Карельской зоны преобладают биотитовые и амфибол-биотитовые лепидогранобластовые гнейсы беломорской серии, метаморфизованные на уровне альмандин-амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии (см. рис. 4.50). Для них характерны следующие минеральные ассоциации: Би + + Пл (№ 5–25) + Кв ± Мик ± Рог; в амфиболитовых линзах: Рог ± Гр + Пл + Кв. В маломощных прослоях глиноземистых гнейсов отмечается парагенез кианита и граната. Метаморфизм амфиболитовой фации в беломорских гнейсах сопровождался процессами мигматизации, микроклинизации и реоморфизма. Были выделены два типа мигматитов, имеющих постепенные переходы между собой: 1) полосчатые мигматиты: послойные, артериты и птигматиты; 2) эмбрехиты: порфиробластические мигматиты объемного пропитывания с крупными пойкилобластами микроклина. Эмбрехиты чаще приурочены к центральным частям линзовидных доменов, маркируя ядерные части куполообразных структур (см. рис. 4.50). Полосчатые мигматиты характерны для зон тектонического течения и контактов гнейсов с супракрустальными комплексами. На основании того, что процессы мигматизации нередко охватывают палеопротерозойские комплексы, можно предположить, что часть мигматитов имеет свекофеннский возраст.

По направлению к югу отмечается общее снижение степени метаморфизма, и уже вдоль южных берегов оз. Кукас метаморфизм достигает уровня зеленосланцевых преобразований. В гнейсогранитах Карельского массива, развитых вдоль южного борта Кукасозерской синклинали, деградация метаморфической зональности фиксируется в постепенной смене лепидогранобластовых структур бластокатакластическими и появлением катаклазитов с реликтами гранитных магматических структур. В наименее измененном виде образования Карельского массива, представленные неоархейскими кварцевыми диоритами и гранодиоритами таваярвинского комплекса, отмечаются в 5–7 км к югу от Северо-Карельской зоны [Сыстра, 1991; Травин, 1996].

Палеопротерозойские породы, слагающие Кукасозерскую синклиналь, образуют метаморфически зональный высокоградиентный по P-T параметрам комплекс. Ширина отдельных зон метаморфизма достигает нескольких километров, но порой не превышает сотни метров. При этом степень вторичных вещественных преобразований довольно быстро нарастает по мере приближения к контактам протерозойских толщ с гнейсами фундамента, где часто отмечаются постепенные переходы, отражающие единую метаморфическую зональность и сквозные процессы гранитизации на границе кристаллического цоколя и проточехла. В качестве примера таких соотношений рассмотрим петрографический разрез 455, составленный в северо-западном борту оз. Кукас (см. рис. 4.50). По направлению с юга на север здесь были выделены следующие структурно-вещественные зоны (рис. 4.51).

1. Мусковит-хлоритовая зона зеленосланцевой фации: слабо измененные, часто косослоистые, рассланцованные серицитсодержащие кварцитопесчаники ятулия.

2. Биотит-хлоритовая зона (120 м): биотит-мусковит-кварцевые сланцы ятулия с порфиробластами

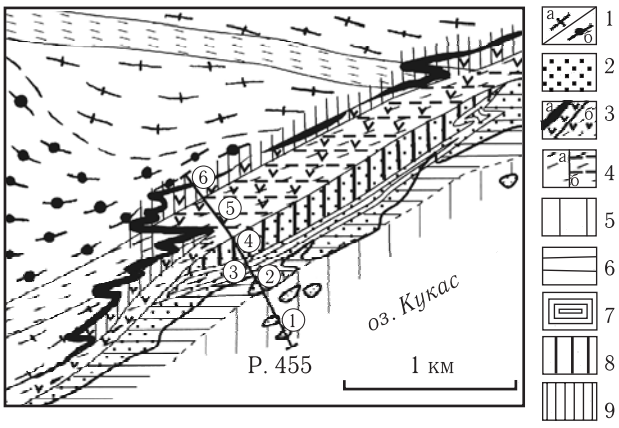


Рис. 4.51. Схема зональности вторичных преобразований в западной части оз. Кукас (местоположение разреза (Р. 455) см. на рис. 4.50

1 — гранито-гнейсы (а) и мигматизированные гранито-гнейсы (б) архея; 2 — ятулийские кварцитопесчаники; 3 — сумийские метавулканиты с корой выветривания в основании (черное): метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации (а) и интенсивно рассланцованные и мигматизированные (б); 4 — зоны интенсивного рассланцевания (а) и сопутствующего проявления плагиогранитизации (б); 5, 6 — зоны метаморфизма: 5 — мусковита–хлорита, 6 — биотита–хлорита; 7–9 — зоны высокотемпературного метасоматоза: 7 — микроклинизации, 8 — эпидотизации, 9 — микроклинизации и мусковитизации.

Цифры в кружках — номера зон, описанных в работе (см. текст)

биотита, четкой сланцеватостью и мелкими линзами кварца.

3. Зона микроклинизации и эпидотизации (80 м): микроклин-биотит-кварцевые, слюдисто-кварц-полевошпатовые тонкополосчатые сланцы ятулия с прожилками гранит-аплитов и грейзенизитов. Микроклин и эпидот образуют пойкилобластические порфиробласты, прорастающие сланцеватость.

4. Микроклин-мусковитовая зона (160 м): неравномерно эпидотизированные и карбонатизированные микроклин-мусковит-кварцевые сланцы ятулия с линзами вторичных кварцитов и грейзенизитов. Мусковит замещает более ранний биотит; эпидот и кальцит образуют идиоморфные порфиробласты, прорастающие и замещающие основную массу породы.

5. Зона интенсивных деформаций и плагиогранитизации (300 м): неравномерно гранитизированные и биотитизированные гранатовые амфиболиты сумия, часто преобразованные в Гр-Би-плагиогнейсы. Породы тектонически расслоены, интенсивно разлинзованы и будинированы, осложнены складками течения. Во вторичных плагиогнейсах отмечаются небулитовые реликты биотитизированных амфиболитов, а также выделения граната, замещаемые биотитом и хлоритом. Основная масса породы состоит из гранобластического агрегата Аб(Олиг) + Би + Кв, корродирующего первичные минеральные ассоциации амфиболитов.

6. Зона микроклинизации и эпидотизации, охватывающая приконтактовую область гранитогнейсов архея с амфиболитами сумия, залегающих на гранитоидном фундаменте с метаморфизованной корой выветривания в основании. Гранитогнейсы фундамента представлены мигматизированными плагиомикроклиновыми породами, обнажающимися к северу в виде обширных полей. Для этих образований характерен свежий решетчатый микроклин, который замещает более ранний сильно соссюритизированный олигоклаз. Сумийские породы — слюдистые кварциты метаморфизованной коры выветривания и амфиболиты — характеризуются высоким содержанием микроклина (до 10 %) и мусковита, замещающего биотит.

Рассмотренный разрез отражает высокоградиентную метаморфическую зональность, в которой на протяжении менее 1 км уровень метаморфизма протерозойских комплексов повышается от зеленосланцевой до альмандин-амфиболитовой фации с широким проявлением процессов гранитизации. Эти явления контролируются нарастанием интенсивности деформации, достигающей максимума вдоль границы фундамент–чехол. При этом существенных разрывов нигде не наблюдается, что указывает на высокую и идентичную пластичность архейских и протерозойских пород. В метапородах сумия и ятулия хорошо выражены минеральная линейность и сланцеватость первого рода, контролирующие размещение метаморфогенных минералов, а также многочисленные синкинематические микроструктуры: «тени» давления, структуры вращения порфиробласт граната, внутризерновые системы трансляционного скольжения и механического двойникования. Эти особенности свидетельствуют о синкинематическом характере метаморфизма. Ротационные и асимметричные структуры указывают на объемные левосдвиговые перемещения, что также отражается в левом структурном рисунке складок, выявленных при картировании базального горизонта сумийских кварцитов (см. рис. 4.51).

Во многом сходные структурно-вещественные преобразования отмечаются в поднадвиговой области Кужъярвинского «языкообразного» покрова (см. рис. 4.47). В северном борту данной структуры в западной части оз. Кужъярви был составлен разрез 82, отражающий элементы опрокинутой метаморфической зональности (см. рис. 4.50). Снизу вверх по разрезу в опрокинутом залегании обнажаются образования ятулия и тектонически редуцированная толща сумийских амфиболитов, которая полого (20–30°) погружается под архейские гнейсы. Были выделены следующие структурно-вещественные горизонты (рис. 4.52).

1. Чередование кварцитов и актинолитсодержащих биотит-кварцевых сланцев ятулия с субслойными жилами гранит-аплитов и пегматоидов. Метатерригенные породы ятулия неравномерно микроклинизированы, окварцованы и связаны постепенными переходами с гранитоидными жилами. Для пород этого переходного ряда характерны бластомилонитовые, пойкилобластические и перекрещенные метасоматические структуры. Отмечается несколько минерально-структурных генераций: 1) среднезернистый лепидогранобластовый агрегат Акт + Би + Олиг + Кв ± Эп; 2) разнозернистые пятнистые и послойно-прожилковые метасоматические выделения Мик + Мус ± Би + Кв, корродирующие и замещающие ранние минералы; 3) сланцеватые зонки бластомилонитов (Аб + Мус + + Кк + Хл + Кв), облекающие порфирокласты с реликтами минералов ранних генераций; 4) минеральные ассоциации метасоматического замещения ранних минералов: Олиг → Эп + Кк ± Аб; Би → Мус + + Хл; Акт → Кк ± Эп; 5) прожилковые гидротермально-метасоматические образования (Кк, Эп, Кв). Процессы микроклинизации второй стадии минералообразования проявлены неравномерно: процесс начинается с развития антипертитов; с увеличением интенсивности решетчатый микроклин развивается в межзерновых пространствах, а также образует псевдоморфозы по плагиоклазу.

2. Чередование линз и слоев микроклинизированных гранатовых амфиболитов и гранат-биотит-амфиболовых сланцев. Отмечаются следующие минераль-

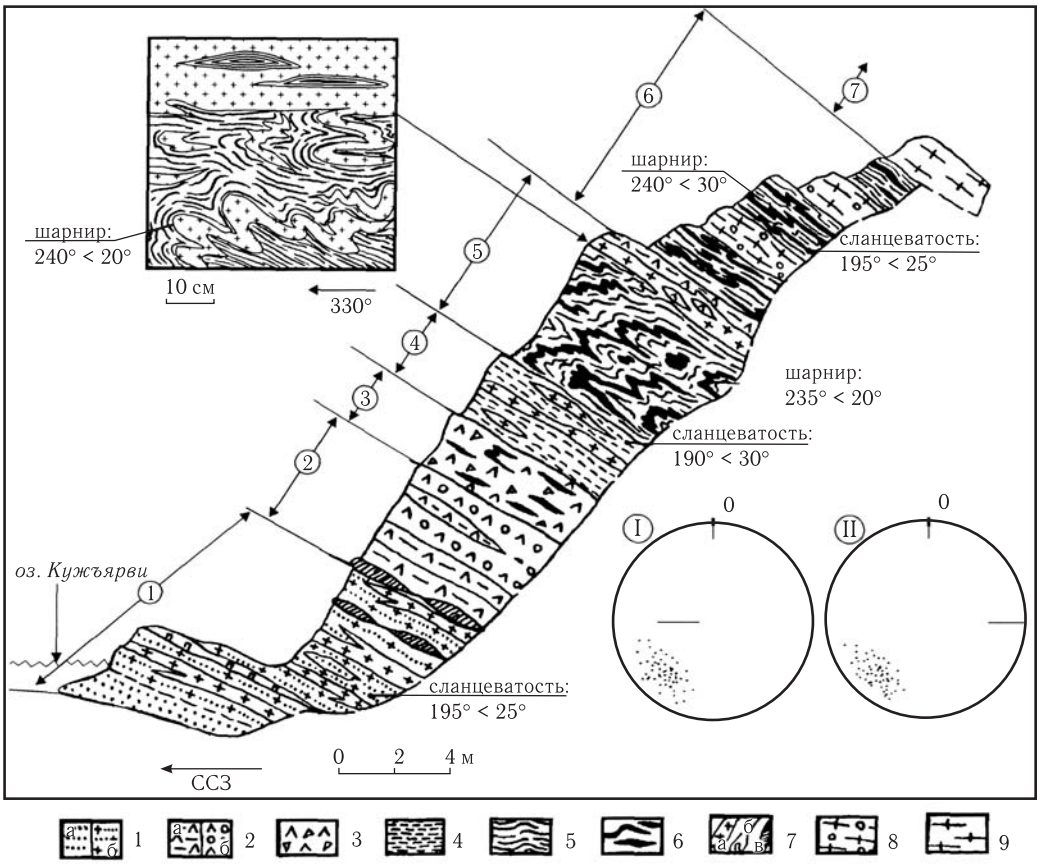


Рис. 4.52. Разрез зоны контакта мигматизированных нижнепротерозойских пород и архейских гранитогнейсов в западной части оз. Кужъярви. Местоположение разреза (Р. 82) см. на рис. 4.50

1 — ятулийские кварцитопесчаники: слабо измененные (а) и интенсивно микроклинизированные и гранитизированные (б); 2 — микроклинизированные и гранитизированные сумийские амфиболиты (а) и гранатовые амфиболиты (б); 3 — микроклинизированные амфиболиты с реликтовыми лавобрекчиевыми текстурами; 4 — кварциты; 5 — биотитовые бластомилониты; 6 — послойные мигматитовые жилы; 7 — жилы аплитов (а), пегматоидов (б) и кварца (в); 8 — гранатсодержащие плагиогранитогнейсы; 9 — гранитогнейсы

I, II — стереографические проекции на нижнюю планисферу минеральной и структурной линейности в протерозойских (I) и архейских (II) образованиях

но-структурные генерации: 1) реликты линейно ориентированной (235°±20°) сине-зеленой роговой обманки в ассоциации с альмандином, биотитом и соссюритизированным олигоклазом; 2) метастабильные минеральные псевдоморфозы микроклина по плагиоклазу, мусковита по биотиту и роговой обманке; 3) средне-тонкозернистый лепидогранобластовый агрегат Би + Аб + Эп + Кв, генерированный в основном процессами бластомилонитизации и биотитизации; 4) идиоморфные выделения и землистые агрегаты эпидота и кальцита, радиально-лучистые агрегаты пластинчатого альбита; 5) кварц-эпидотовые жилки. Содержание микроклина в породах варьирует от 1 до 15 %.

3. Мигматизированные и биотитизированные амфиболиты с реликтовой агломератовой текстурой. Мигматитовые жилки аплитового состава часто образуют птигматитовые складки. Последовательность минералообразования аналогична таковой горизонта 2.

4. Биотитсодержащие вторичные кварциты с тонкими послойными жилками и линзами гранит-аплитов. Кварциты отличаются среднезернистой гранобластовой инкорпорационной структурой и гнейсовидной текстурой.

5. Биотитизированные амфиболиты с многочисленными птигматитовыми жилами мигматитов. Минеральные преобразования в амфиболитах аналогичны преобразованиям горизонта 2. Отличие состоит в более интенсивной биотитизации пород при формировании первой минерально-структурной генерации. В пределах горизонта отмечается нарастание интенсивности мигматизации и пластической деформации, выраженной в развитии дисгармоничных складок течения, каплевидных структур и оторванных замков складок. Во внутренних замковых частях пликативных структур сланцеватость имеет секущее положение к мигматитовым жилам, а во внешних — конформное. Это свидетельствует о синхронном развитии минеральной сланцева-

тости, складок течения и мигматитов (см. рис. 4.52, фрагмент).

6. Интенсивно биотитизированные амфиболиты и биотитовые сланцы (тектониты, аналогичные таковым горизонта 5) с многочисленными мигматитовыми жилами и крупными линзовидными телами кварцитов и гранат-биотитовых плагиогранитогнейсов. В пределах последних отмечаются следующие минерально-структурные генерации: 1) Гр + Би + Олиг + Кв ± Рог, образующие лепидогранобластовую основную массу породы с четкой гнейсовидной текстурой; 2) альбитизация плагиоклаза, развитие мусковита, прорастающего биотит; 3) динамометаморфические регрессивные минеральные преобразования, в частности, замещение граната хлоритом с образованием структур «снежного кома»; 4) локальное развитие вторичных кварцитов и кварц-эпидотовых метасоматитов объемного замещения; 5) гидротермальный кварц. Во вмещающем матриксе процессы минералообразования отличаются от описанных выше преобразований амфиболитов практически полным отсутствием микроклина, вместо которого развит альбит (натровый профиль метасоматоза).

7. Биотит-амфиболовые альбитизированные плагиогранитогнейсы архея с минеральными генерациями следующих типов: 1) Рог + Би + Олиг + Кв; 2) развитие процессов альбитизации, амфиболитизации, реже микроклинизации; 3) динамодиафторез (Хл + Эп + Мус + + Аб + Кв); 4) кварц-эпидотовые метасоматиты; 5) жильный кварц. Отмечаются процессы биотитизации и амфиболитизации: линзы метасоматических амфиболитов и биотит-амфиболовых пород развиты вдоль контактов с сумием в интервале мощности до 100 м. При этом имеются признаки биметасоматоза: амфиболитизации первичного гранитоидного субстрата и, наоборот, — гранитизации амфиболитового вещества.

Приведенный разрез характеризует зону интенсивной структурно-вещественной переработки образований ятулия (горизонт 1) и сумия (горизонты 2–6) в поднадвиговой области неоархейских гнейсов Кужъярвинского покрова. В видимой части разреза (34 м) протерозойские породы подвержены интенсивным деформациям и метаморфизму от эпидот-амфиболитовой до альмандин-амфиболитовой фации, а также охвачены процессами мигматизации и объемной микроклинизации, либо альбитизации. Результатом этого является общая гранитизация пород и выравнивание их петрофизических свойств с кристаллическим фундаментом. Отмечается идентичная ориентировка линейных микроструктур в породах фундамента и проточехла в пределах всего периметра Кужъярвинского покрова, что отражает структурную гомогенизацию протерозойских и архейских комплексов (см. рис. 4.52, I, II). При этом минеральная линейность и шарниры мелких складок взаимно параллельны в соответствии с законами синкинематической кристаллизации при формировании складок продольного течения.

По разрезу отмечается некоторая закономерность в развитии процессов гранитизации. С нарастанием интенсивности деформаций новообразованные гранитоиды приобретают преимущественно плагиоклазовый состав (горизонт 6). При этом микроклин, имея общую тенденцию к развитию вдоль тектонизированной границы фундамент–чехол, концентрируется в областях относительной декомпрессии (горизонты 1–3, 5). Калиевый профиль высокотемпературного метасоматоза, тем не менее, отмечается по всему разрезу, но меняются минералы, концентрирующие йон калия. В зонах интенсивных деформаций это — биотит и мусковит, в областях относительной разгрузки — калиевый полевой шпат. Чередование в разрезе интенсивно биотитизированных высокотемпературных бластомилонитов и микроклинизированных пород является распространенным в данном районе явлением. Используя данные механохимии, это явление можно объяснить различием йонных радиусов Na и K, из которых Na, имея меньший радиус, более устойчив в условиях стрессовых нагрузок в кристаллической решетке каркасных силикатов, чем K [Чередниченко, 1964]. Содержащие калий биотит и мусковит являются стрессовыми минералами, и это определяет их развитие в тектонитах зон интенсивных деформаций. Во многом аналогичное объяснение имеет выявленная схема развития минерально-структурных генераций. В целом отмечается циклическое чередование во времени минеральных ассоциаций, формировавшихся в условиях интенсивного стресса и последующей декомпрессии. В первом случае развиваются динамотермальные ассоциации со «стрессовыми» минералами и соответствующими микроструктурами (ранний метаморфизм — генерация 1; динамодиафторез — генерация 3), во втором — «антистрессовые» минералы метасоматического замещения с хаотичными структурами (генерации 2 и 4). Развитие структурно-вещественных преобразований можно представить как циклическое проявление интенсивных деформаций с кристаллизацией устойчивых к стрессу минералов и активацией ряда компонентов, переходящих во флюиды. При последующем снижении тектонических напряжений активированное вещество участвует в процессах метасоматического замещения.

Аналогичные тектонометаморфические преобразования были отмечены в основании Ханкусъярвинского кристаллического покрова, который развивался в динамопаре с расположенной южнее левосдвиговой зоной (см. рис. 4.49). Здесь были выявлены два типа процессов мигматизации, охватывающих протерозойские и архейские комплексы: 1) структурированные послойные мигматиты с сопровождающими их явлениями рассланцевания и биотитизации; 2) массивные порфиробластические мигматиты — эмбрехиты. Из них первые свойственны областям интенсивных деформаций; вторые — приурочены к объемам снижения стресса. Развитию Ханкусъярвинского покрова способствовало его экранирующее воздействие, что привело к концентрации насыщенных калием флюидов в подстилающих породах и соответствующему повышению пластичности, которая благоприятствовала перемещению покрова по мигматитгенерирующей «флюидной подушке» [Колодяжный, 1999а].

В пределах данного района весьма распространены случаи развития реакционных зон на границе пород кислого и основного состава, относительно удаленных от контактов фундамента и проточехла. Эти явления фиксируются в появлении зон биотитизации, амфиболитизации и хлоритизации вдоль контактов ятулийских кварцитов и основных пород сумия–сариолия, в развитии микроклинизации пород ятулия в структурах замкового отслаивания на контактах с амфиболитами. Аналогичные процессы отмечаются на микроструктурном уровне для гранитных галек конгломератов, заключенных в меланократовый матрикс.

По разрезу 74, пройденному вдоль простирания пачки сариолийских конгломератов, была выявлена прямая корреляционная связь процессов метаморфизма и интенсивности деформации гранитоидных галек конгломератов. С запада на восток по простиранию горизонта конгломератов отмечается общее понижение степени метаморфизма и соответствующее снижение деформированности галек. Округлые слабодеформированные гальки в области зеленосланцевой фации представлены плагиогранитами с массивной текстурой. Содержание темноцветных минералов (Би) до 5 %. По мере нарастания деформаций гальки испытывают удлинение в эллипсоиды от 100 до 300 %. При этом происходит их обогащение биотитом (до 30 %) в краевых частях, гранитовая структура постепенно сменяется леподогранобластовой, появляется новообразованная гнейсовидность, конформная и сингенетичная сланцеватости вмещающего матрикса.

Данный пример примечателен тем, что отражает локальные процессы биотитизации и микроклинизации внутри нижнепротерозойской призмы вулканогенно-осадочных пород. Связь с мигматизированными гранитогнейсами фундамента здесь отсутствует. В других отношениях можно констатировать их родственную природу: зависимость интенсивности проявления этих преобразований от деформаций, приуроченность к контактам литологически контрастных пород, развитие калиевого полевого шпата в областях динамической разгрузки (структуры замкового отслаивания). Из этого можно сделать предположение, что источник вещества, обусловливающий щелочно-кремнистые метасоматические преобразования, имеет не глубинное происхождение, а связан с вмещающими породами. Перераспределение компонентов определяется геодинамическими факторами, отражающими процесс мегаметаморфической дифференциации (в понимании Н.А. Добрецова с коллегами [1970]).

* * *

Таким образом, на фоне становления свекофеннской метаморфической зональности раннего прогрессивного этапа метаморфизма в Северо-Карельской зоне отмечается ряд сингенетичных структурно-вещественных проявлений, связанных либо с мегаметаморфической дифференциацией, либо с метасоматическими процессами. К этому ряду явлений относятся следующие типы вторичных преобразований: 1) развитие процессов гранитизации протерозойских пород вдоль контактов с архейскими гранитогнейсами; 2) локальная декомпрессионная микроклинизация в пределах призмы палеопротерозойских толщ; 3) проявление биотитизации и амфиболитизации вдоль контактов пород кислого (гранитоиды, кварциты) и основного состава; 4) гомогенизация толщ за счет процессов локального биметасоматоза. Зоны постепенного перехода и явления приконтактовой гранитизации вдоль границы фундамент–чехол широко развиты в западной части Кукасозерской структуры и в крыльях сложноскладчатой Ханкусъярвинской синклинали (см. рис. 4.50). Аналогичные процессы были отмечены в северном борту Панаярвинской синклинали. Гранитизированные объемы палеопротерозойских толщ составляют новые приращенные в процессе свекофеннского тектогенеза объемы гранито-гнейсово-

го слоя. Явления такого наращивания консолидированной коры в результате структурно-вещественных преобразований проточехла рассматривались нами в качестве процессов вертикальной аккреции [Колодяжный, 1999а; Леонов и др., 2000].

Регрессивные метаморфические преобразования второй стадии свекофеннского метаморфизма в пределах Северо-Карельской зоны имеют локальный характер и контролируются мощными зонами сдвиговых деформаций. При интенсивном рассланцевании новообразованные минералы этапа динамодиафтореза (Хл, Мус, Эп, Аб, Акт, Кв) нередко замещают ранние метаморфогенные парагенезисы почти полностью. Минеральный состав новообразованных пород является в целом неравновесным и объединяет минеральные парагенезисы различных стадий и ступеней метаморфизма. Регрессивно преобразованные породы часто имеют черты динамометаморфических образований с хорошо развитыми стрессовыми микроструктурами.

Наиболее интенсивные процессы динамодиафтореза отмечаются в приосевой зоне Кукасозерской структуры, представляющей собой тектонометаморфический меланж. Динамометаморфические преобразования здесь пространственно сочетаются с интенсивным проявлением Ca-Mg метасоматоза, в результате чего отмечается линзовидно-петельчатое чередование различных динамосланцев и разнообразных метасоматитов «мафического» состава. Последние представлены гигантозернистыми гранат-тремолит-актинолитовыми, тремолит-актинолит-карбонатными, хлорит-актинолитовыми породами с хаотичными, пойкилобластическими, сноповыми и радиально-лучистыми метасоматическими структурами. Широко развиты процессы карбонатизации, графитизации, хлоритизации и амфиболитизации, обусловливающие появление вторичной тектонометаморфической расслоенности. На границах слоев разного состава отмечаются реакционные каймы, по мере развития которых часто происходит постепенное слияние пород в одну петрографическую разность. Нередко процессы динамодиафтореза накладываются на данные метасоматиты.

В других случаях картина совершенно иная: метасоматиты «пропитывают» и «залечивают» стрессовые структуры динамодиафторитов, что характерно для относительно низкотемпературных тремолит-актинолит-карбонатных и хлоритовых метасоматитов. Но и это — нестрогое правило, так как описываемые образования также бывают интенсивно рассланцованы. Все это позволяет предполагать полистадийный характер Ca-Mg метасоматоза при наличии по меньшей мере двух стадий: высокотемпературной (гранат-амфиболовые парагенезы) и низкотемпературной (тремолит, актинолит, хлорит, кальцит). Первая из них предшествует по времени проявления процессам динамодиафтореза, вторая, по-видимому, субсинхронна или более поздняя.

Максимальной интенсивности Ca-Mg метасоматические преобразования достигают в области перегиба Северо-Карельской дуги в зоне меланжа центральной части Кукасозерской синклинали. Процессы Ca-Mg метасоматоза, маркирующие данную зону, составляют резкий контраст по отношению к явлениям щелочно-кремнистых преобразований северного крыла Кукасозерской структуры. Возможно, здесь скрыта проблема перераспределения «мафических» и «сиалических» компонентов при развитии процессов гранитизации. Вполне вероятно, что вынос оснований (MgO, CaO, FeO) из гранитизированных объемов сопровождался комплементарными процессами их накопления в области декомпрессионной разгрузки, сформировавшейся в результате развития структуры тектонического отслаивания (зона меланжа) в области максимального перегиба Северо-Карельской дуги.

Структурно-кинематические парагенезы Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны

В пределах Кукасозерского сегмента развиты три генерации тектонитов и связанных с ними структур, составляющих следующие структурно-вещественные парагенезы: 1) структуры пластической деформации и динамометаморфические образования раннего прогрессивного метаморфизма (1950–1850 млн лет); 2) структуры хрупкопластической деформации и регрессивные динамодиафториты (1800–1600 млн лет); 3) структуры хрупкого разрушения и низкотемпературные гидротермальные проявления (не датированы). Изотопные данные о возрасте метаморфических образований заимствованы из ряда публикаций: [Воинов и др., 1987; Геохронологические рубежи..., 1972; Петров, Волошина, 1987; Сыстра, 1991]. Предложенный парагенетический ряд отражает последовательную деградацию свекофеннских процессов деформации и метаморфизма, что соблюдается на

всей территории Карельского массива. Главную структурообразующую роль в этом ряду имеют ранние тектонометаморфические ансамбли. Последующие структурно-вещественные парагенезы формировались преимущественно в результате унаследованного развития более ранних тектонических форм.

Структурно-кинематические парагенезы пластической деформации имеют генетическую связь с процессами раннего метаморфизма. Соответствующие метаморфогенные минералы образуют стрессовые микроструктуры сдвигового пластического течения: минеральную линейность и сланцеватость, «тени давления», микроструктуры тектонометаморфической дифференциации (полосчатость, линзовидность), декомпрессионные структуры замкового отслаивания и межбудинных пространств, структуры синкинематического роста и вращения минералов, порфиробласты с σ- и δ-образной формой, асимметрично построенные минеральные ориентировки, в частности, C-S-структуры. Данные микроструктуры относительно равномерно рассредоточены в больших объемах пород. Их парагенетическая связь с более крупными тектоническими формами устанавливается по сходным тектоническим ориентировкам шарниров складок и минеральной линейности, плоскостных микроструктур и протяженных зон сдвига, по явлениям крупноранговой вещественной дифференциации и особенностям метаморфической зональности, контролируемых структурными факторами.

Наблюдения показывают, что структурные парагенезы данной генерации объединяют мощные крутопадающие зоны сдвиговых дислокаций и сопряженные с ними покровно-надвиговые структуры, а также «языкообразные» кристаллические покровы (протрузии) типа Кужъярвинской структуры (см. рис. 4.48). В зонах сдвига и их бортах широко развиты разноранговые линзовидные и купольно-сдвиговые структуры, каскады сдвиговых дуплексов сжатия и растяжения, крупные и мелкие будинаж-структуры. В слоистых протерозойских комплексах картируются диагонально-кулисные системы присдвиговых складок и пликативные формы продольного течения, мелкие и крупные колчановидные и конические складки, оси которых ориентированы по направлению тектонического транспорта.

Основные закономерности пространственной организации структурных парагенезов пластической деформации состоят в следующем.

1. Для образований архейского фундамента и нижнепротерозойского чехла отмечаются единые коррелирующиеся друг с другом структурно-вещественные парагенезы. Например, различные виды линейности и шарниры мелких складок в рамках структурно-гомогенных участков во всех комплексах ориентированы единообразно и на стереограммах образуют общие концентрированные поля (см. рис. 4.47, I, III, V).

2. Минеральная линейность, оси максимального растяжения будин и деформированных включений, а также шарниры складок ориентированы вдоль общего протирания данного сегмента Северо-Карельской зоны и полого (10–30°) погружаются в западных румбах (см. рис. 4.47, I, III, V). Это свидетельствует о горизонтально-продольном (вдоль простирания зоны) направлении тектонического перемещения. Взаимопараллельное положение осей максимального растяжения, линейности транспорта и шарниров складок характеризует последние как структуры продольного (вдоль шарниров складок) течения с характерной линейностью типа «B». Сланцеватость во внешних частях замков и в крыльях складок чаще субпараллельна слоистости. Во внутренних сегментах замковых частей складок она обычно сечет слоистость. Этот факт позволяет рассматривать складчатые структуры как результат пластического течения с послойным перемещением вещества в процессе смятия.

3. Локальные покровно-надвиговые структуры и «языкообразные» кристаллические протрузии в кинематическом отношении сопряжены с крутопадающими зонами сдвига. Характерный пример: Ханкусъярвинская и Кужъярвинская покровные структуры, образующие динамопару и сопряженные с разделяющей их зоной левосдвиговых дислокаций (см. рис. 4.48).

4. Системы присдвиговых диагонально-кулисных складок обнаруживают признаки формирования в условиях многократного смятия и вращения крупных объемов пород. Их развитие объясняется постепенным поворотом ранних пликативных форм к плоскостям сдвига и формированием на месте их первоначального положения новых систем диагональных складок, обусловивших смятие ранних складчатых структур. Этот процесс вращения и наложения разноориентированных складок повторялся неоднократно, вследствие чего обособились сложные полискладчатые структуры, а также формы типа «замок в замке». Крупная структура такого рода была откартирована в области

мыса Северный в центральной части Кукасозерской структуры (см. рис. 4.47). Встречаются аналогичные образования, имеющие размеры порядка первых метров.

5. В статистически преобладающих случаях асимметрия крупных и мелких структур, характер их вращения, а также микроструктурные кинематические индикаторы отражают объемные левосдвиговые перемещения в обстановке транспрессии. Результаты кинематических наблюдений показаны на геолого-структурной схеме (см. рис. 4.47).

Комплекс перечисленных признаков является весьма характерным для пространственной организации структурных парагенезов зон сдвиговых дислокаций, развивавшихся в условиях интенсивных пластических деформаций и метаморфизма.

В районе Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны обособлены области ламинарного и ламинарно-вихревого сдвигового течения, в пределах которых структурно-вещественные парагенезы пластической деформации несколько различаются.

Ламинарно-вихревые зоны обширны и охватывают крылья и борта Кукасозерской синклинали. Для них характерно линзовидное, купольно-сдвиговое и сложноскладчатое строение. Зоны сдвига, образующие здесь линзовидно-петельчатые системы, часто динамически сопряжены с покровно-надвиговыми структурами и тектоническими формами, напоминающими кристаллические горизонтальные протрузии. В слоистых толщах протерозоя здесь развиты диагональные полискладчатые системы, отражающие эффект вращения и многократного смятия толщ. Анализ мезо- и микроструктур (кинематических индикаторов), а также особенностей структурных рисунков, рассмотренных выше, позволяет сделать вывод о развитии данных зон в условиях простого левого сдвига при объемном пластическом течении.

В приосевой части рассматриваемой структуры развита зона тектонометаморфического меланжа, соответствующая области ламинарного сдвигового течения. В этой области преобладают транспрессионные левосдвиговые структурные парагенезы. Детальные структурные исследования в пределах зоны меланжа были проведены на островах центральной части оз. Кукас и в области западного окончания мыса Хирвинаволок (рис. 4.53). Зона характеризуется высокой степенью линеаризованности и сплющивания структур в субвертикальной плоскости. В ее пределах тектонически совмещены фрагменты разрезов ятулия и людиковия, а также линзы и будины габбро-амфиболитов и серпентинизированных ультрабазитов. Первичные особенности пород часто полностью затушеваны развитием вторичной тектонометаморфической расслоенности, зон бластомилонитов и Ca-Mg метасоматитов. В целом отмечается сложное линзовидно-петельчатое чередование тонко расслоенных амфибол-карбонатных пород, бластомилонитов, полосчатых мраморов, различных динамосланцев и линз метасоматитов. В этом матриксе «плавают» крупные линзы габбро-амфиболитов, образующие кулисно построенные системы дуплексов сжатия, либо цепочки будин, трассирующих зоны продольного растяжения (см. рис. 4.53, А, Б). Системы дуплексов представлены линзами мафитов, набегающими друг на друга и образующими левосторонний структурный рисунок (см. рис. 4.53, А). Слои смяты в изоклинальные и пережатые складки с крутыми осевыми плоскостями, которые, в свою очередь, осложнены асимметричными пликативными формами. Отмечаются признаки многократного наложения складчатых структур, но при этом шарниры всех складок устойчиво погружаются в западных румбах под углами 10–30°. В ряде случаев реконструируются крупные колчановидные складки (см. рис. 4.53, Б, В).

Мелкие структурные формы во многом подобны мегаструктурам. В слоистых породах широко развиты будинаж-структуры, имеющие полого ориентированные оси максимального растяжения (рис. 4.54, А). Мелкие колчановидные складки, шарниры которых ориентированы также, полого, часто составляют кулисные диагональные системы с левосторонним рисунком (см. рис. 4.54, Б). Характерным признаком данных структур в косом срезе являются замкнутые контуры слоев и одинаковое направление погружения шарниров в синформных и антиформных замковых перегибах единой колчановидной структуры. В ряде случаев структуры отражают ситуацию полной потери вязкости пород, что хорошо выражено на контактах слоев различного состава. При этом развиваются муллион-структуры, напоминающие языки пламени, либо сложные складки дисгармоничного течения с элементами турбулентного завихрения (см. рис. 4.54, Г, Д). Такие сверхпластичные объемы чередуются и переслаиваются с более вязкими горизонтами, в пределах которых отмечаются C-S-структуры и асимметричные будины, отражающие составляющую сдвиговых перемещений (см. рис. 4.54, Е). Длинные оси практически всех перечисленных

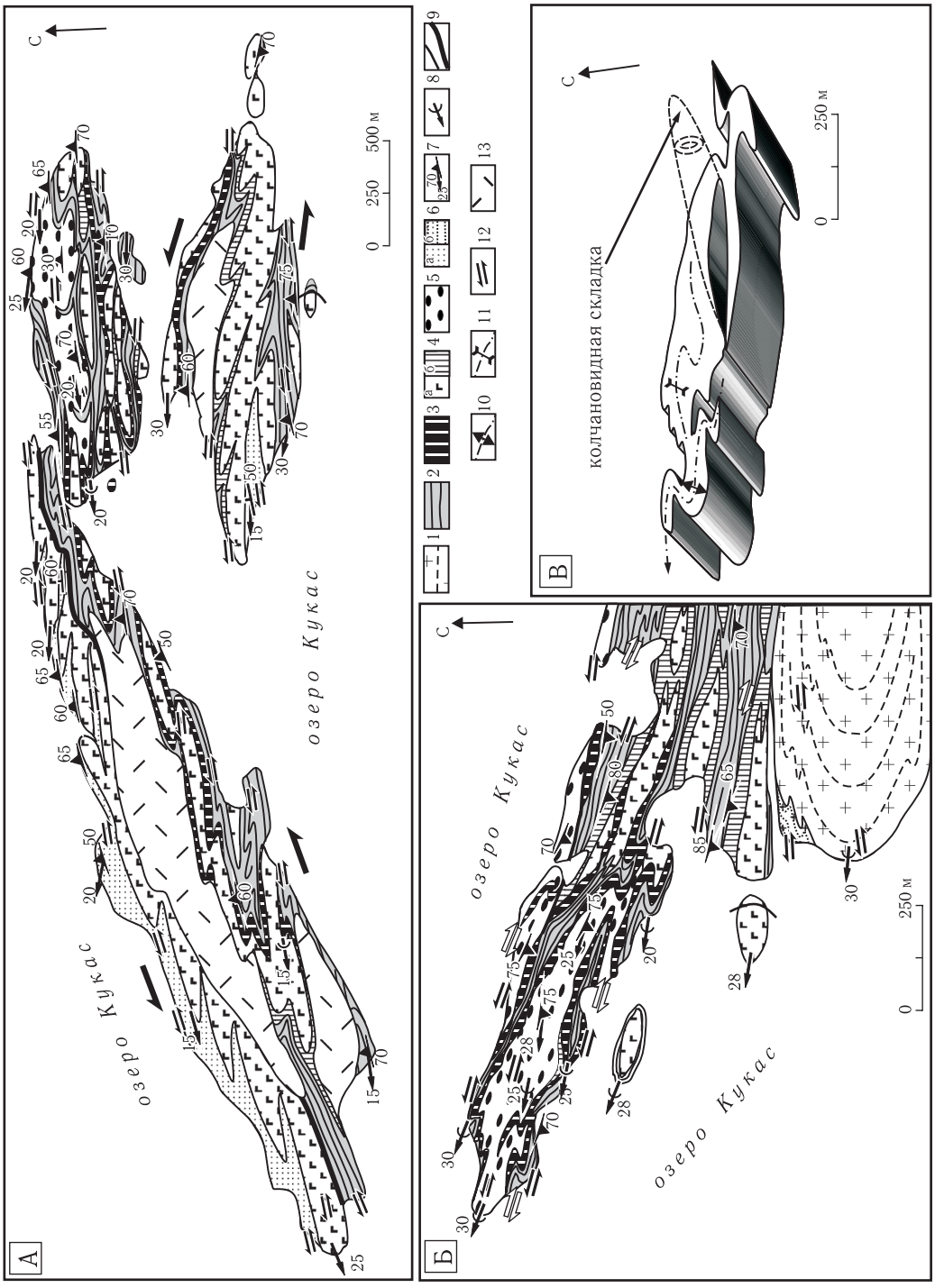
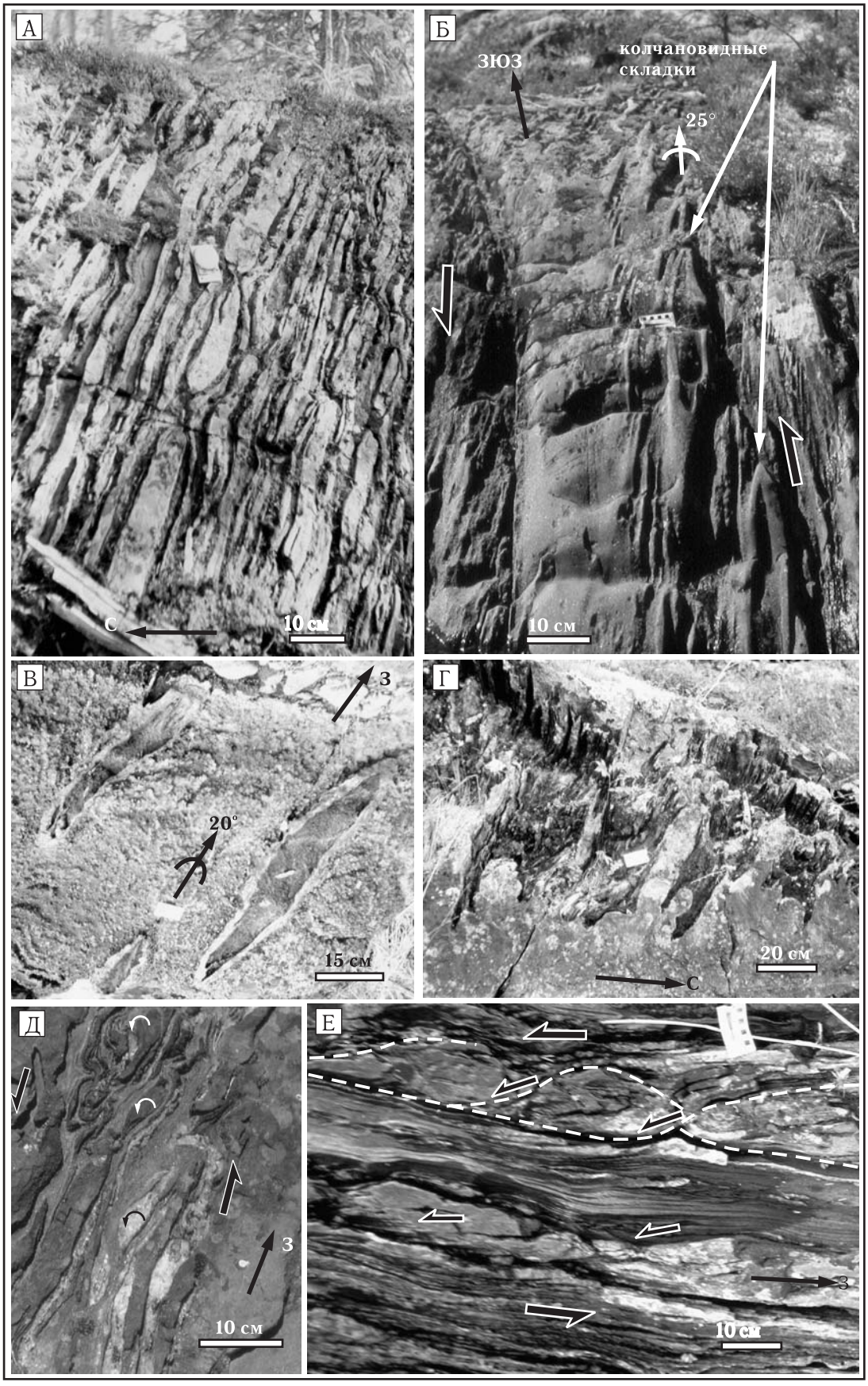


Рис. 4.53. Структурно-геологическая схема зоны тектонометаморфического меланжа шовной области Кукасозерской структуры

А — острова центральной части оз. Кукас. Б — западная часть мыса Хирвинаволок. В — блок-диаграмма складчатой структуры мыса Хирвинаволок (составлено совместно с М.Г. Леоновым и М.Л. Соминым). Местоположение участков см. на рис. 4.47

1 — неоархейские гнейсограниты Карельского массива; 2–6 — палеопротерозойские образования: 2 — гранат-актинолит-хлоритовые, тремолит-хлорит-карбонатные сланцы, 3 — мраморы, мраморизованные доломиты, тремолит-карбонатные породы, 4 — габбро-амфиболиты (а) и их метасоматически измененные аналоги (б), 5 — полимиктовые метаконгломераты, 6 — графитизированные (а) и микроклинизированные (б) кварцитопесчаники; 7 — ориентировка сланцеватости и линейности; 8 — шарниры складок; 9 — разрывы; 10, 11 — осевые плоскости антиклиналей (10) и синклиналей (11); 12 — направления сдвиговых перемещений; 13 — четвертичные отложения


А
С
10 см
Б
ЗЮЗ
колчановидные
складки
25°
10 см
В
З
20°
15 см
Г
20 см
С
Д
З
10 см
Е
З
10 см

←

Рис. 4.54. Фотографии структур пластического течения в зоне тектонометаморфического меланжа на островах центральной части оз. Кукас (местоположение см. на рис. 4.47)

А — будинаж-структуры в карбонатно-сланцевой пачке (наклонный срез). Б — асимметричные системы рассланцевания и колчановидные складки в амфибол-карбонатных метасоматитах (план). В — колчановидные складки в амфибол-карбонатных метасоматитах (план). Г — складки течения (муллион-структуры) в потерявших вязкость породах на контакте мраморизованных доломитов и сланцев (разрез). Д — структуры течения и вращения в амфибол-карбонатных породах (план). Е — асимметричные будинаж-структуры в зеленых сланцах с прослоями амфиболитов (план)

выше мезоструктур совпадают с ориентировкой минеральной линейности и осями максимального удлинения деформированных галек конгломератов. Все эти линейные элементы монотонно погружаются в западных румбах под углами 10–30°, в соответствии с шарнирами крупных складок (см. рис. 4.53).

Данные стрейн-анализа по изучению деформированных галек и будинаж-структур свидетельствуют о проявлении в зоне меланжа трехосной деформации. Замеры деформированных галек конгломератов (по методике А.В. Лукьянова [1980]) в районе мыса Хирвинаволок показали следующее. Гальки гранитоидов вдоль оси максимального растяжения испытывают деформацию, достигающую 400–500 %. Оси максимального удлинения имеют субгоризонтальное положение и погружаются к западу под углами 10–30° в соответствии с шарнирами складок. Вдоль вертикально направленной средней оси интенсивность деформаций достигает 200–300 %. В менее компетентных гальках вулканогенных пород деформации по оси растяжения превышают 800 % (барьер, выше которого замеры становятся неоднозначными). В целом можно отметить, что главная ось растяжения и средняя ось эллипсоида деформации находятся в плоскости тектонического течения зоны меланжа; ось сжатия направлена субгоризонтально и перпендикулярно к плоскости шва.

В обобщенном виде структурно-кинематические парагенезы зоны меланжа отражены на блок-диаграмме (рис. 4.55). Шовная область состоит из многочисленных линзовидных, веретенообразных и пластинообразных макролитонов — струйчатых зон, — в пределах которых динамическая ситуация несколько видоизменяется. Макролитоны разделены зонами срыва и могут быть разделены на виды с коаксиальным (чистый сдвиг), некоаксиальным (простой сдвиг) и смешанным (транспрессия) типами тектонического течения.

В зонах коаксиального течения структуры обладают симметрией, а их морфология отражает сегментацию зон по простиранию. В определенных сегментах структурные парагенезы отражают эффект поперечного сплющивания и продольного растяжения с течением масс в субгоризонтальном направлении по простиранию зоны. Для этих случаев характерны линейные цепочки будинаж-структур, пережатые и изоклинальные складки продольного течения, фрагменты оторванных замков складок и различные виды линейности. «Тени давления» вокруг мелких включений образуют симметричные хвосты. Вязкие включения габбро-амфиболитов в сегментах продольного растяжения подвержены тектоническому разлинзованию по системе зонок рассланцевания сколовой природы. По простиранию сегменты продольного растяжения закономерно переходят в области скучивания, где продольное течение реализуется за счет развития «телескопированных» складок нагнетания, структур торошения и надвигообразования (см. рис. 4.55, сегмент «сдвиг + надвиг»).

Зоны смешанного типа тектонического течения отражают обстановку транспрессии. Вдоль их простирания обособлен ряд сегментов. Некоторые из них характеризуются развитием диагональных и конформных простиранию зоны структур, часто пересекающихся и накладывающихся друг на друга. Например, диагональные складки, развивавшиеся в условиях простого сдвига, осложнены конформными складками коаксиального режима течения (см. рис. 4.55, сегмент «сдвиг»). По простиранию зон последовательность развития и наложения диагональных и конформных складок неоднократно меняется. Ориентировка линейности в данных зонах соответствует коаксиальному типу течения, тогда как более крупные структурные формы (будины, складки, вторичные сдвиги) часто имеют диагональные ориентировки. Деформация вязких включений часто проявляется в разлинзовании по принципу «домино». Строение сегментов «сдвиг + + надвиг», в отличие от «коаксиальных аналогов», характеризуется более явной асимметрией структур. В целом режимы чистого и простого сдвигов в пределах рассматриваемых зон совмещаются и чередуются во времени.

Макролитоны некоаксиального течения характеризуются прогрессивным развитием деформа-

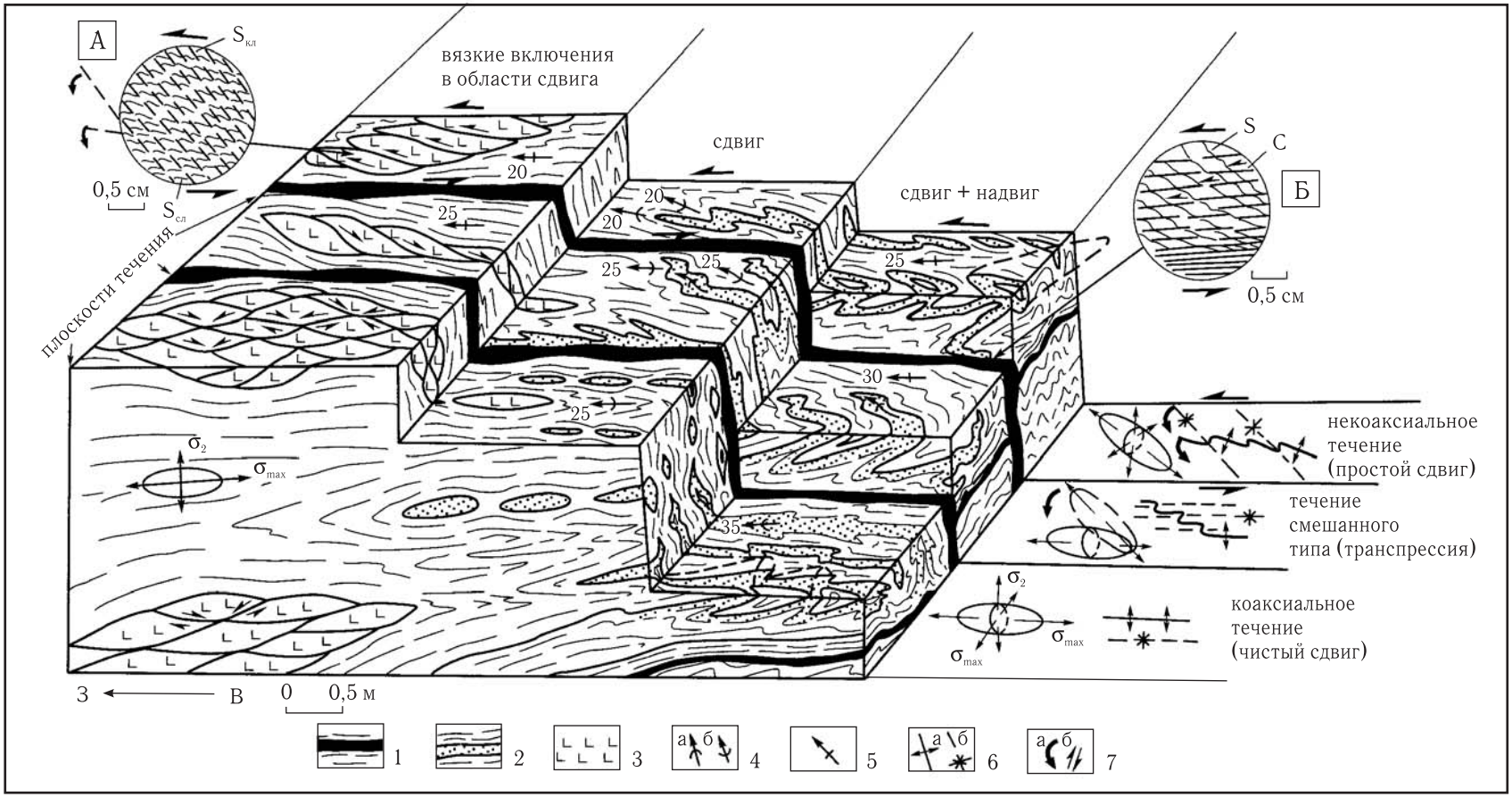


Рис. 4.55. Схематизированная блок-диаграмма структурных парагенезов зоны тектонометаморфического меланжа шовной области Кукасозерской структуры (острова центральной части оз. Кукас)

Местоположение см. на рис. 4.47

1 — главные (магистральные) зоны сдвигового течения (С); 2 — тонкослоистые пластичные амфибол-карбонатные породы; 3 — вязкие тела габбро-амфиболитов; 4 — шарниры антиклинальных (а) и синклинальных (б) складок; 5 — минеральная линейность; 6 — осевые плоскости антиклиналей (а) и синклиналей (б); 7 — направления вращения (а) и сдвига (б)

Пояснения см. в тексте

ций простого сдвига: диагональных складок и косо расположенных структур удлинения, испытывающих вращение к плоскости течения. Результатом этого является система последовательно наложенных складок с минимальным углом отклонения от плоскости течения у ранних структур и максимальным отклонением у более поздних (см. рис. 4.55, сегмент «сдвиг»). Асимметричные складки имеют левый рисунок. Вязкие включения в этих условиях распадаются на линзовидные домены, испытывающие скольжение по принципу «колода карт». На микроуровне компетентные породы сохраняют следы пересекающихся систем сланцеватости (кливажа) разных генераций. Это, по аналогии со складчатыми структурами, объясняется вращением ранних плоскостей к конформному положению и формированием новых диагональных систем рассланцевания (см. рис. 4.55, А). По внешнему виду с данными формами сходны C-S-структуры (см. рис. 4.55, Б). Однако здесь сколовые поверхности C и сланцеватость S являются синхронными элементами. Сегменты типа «сдвиг + надвиг» в области некоаксиального течения характеризуются широким распространением кулисообразно расположенных колчановидных складок, являющихся прямыми индикаторами сдвиговых дислокаций [Cobbold, Quinguis, 1980].

Таким образом, тектоническое течение в пределах зоны тектонометаморфического меланжа приосевой части Кукасозерской синклинали проходило в режиме левосдвиговой транспрессии. Результатом совмещения поперечного сплющивания и сдвига явилось неоднородное горизонтально-продольное тектоническое течение, обусловившее развитие комплементарных сегментов продольного выжимания и нагнетания.

Структурно-кинематические парагенезы хрупкопластической деформации развивались в результате унаследованного развития более ранних структур. Ярко выраженных новообразованных тектонических форм в данном случае не наблюдается. В структурно-кинематическом отношении можно отметить, что в целом данная стадия деформаций отражает этап регрессивного развития более ранних систем дислокаций при снижении термодинамических параметров. Однако имеются и некоторые особенности.

Тектониты данного этапа представлены динамодиафторитами, которые формировались в результате процессов наложенного рассланцевания и замещения ранних метаморфогенных минералов ассоциациями эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Диафторез проявлен резко неравномерно и достигает наибольшей интенсивности в локальных зонах сдвиговых дислокаций, маркируемых проявлениями наложенного рассланцевания, кливажа и катаклаза. Данные зоны хрупкопластической ремобилизации чаще подновляют более ранние системы тектонической делимости, имеют крутое залегание и относительно узкие швы.

Минеральная линейность в зонах динамодиафтореза представлена ориентированным актинолитом и линзовидными обособлениями слюдисто-кварц-хлоритового состава. Ориентировка линейности почти всегда повторяет линейные формы ранних тектонитов, что связано со сходной кинематической обстановкой ее формирования. В гранитоидах в зонах сдвига развиваются бластомилониты и катаклазиты с хорошо выраженными C-S-структурами. В приосевой области Кукасозерской структуры в зоне меланжа, помимо регрессивных динамометаморфических образований, зоны позднего рассланцевания нередко сопровождаются низко-среднетемпературными метасоматитами.

В пространственной ассоциации с зонами сдвига и рассланцевания наблюдаются приразломные складки. Их размеры варьируют от 0,5 до 100 м, а области их распространения от сместителей вязких нарушений составляют десятки и первые сотни метров. Для данных структур часто характерен кливаж осевой плоскости. Интенсивность минеральных преобразований вдоль плоскостей кливажа постепенно возрастает по мере приближения к зонам рассланцевания и интенсивного диафтореза, что является признаком парагенетического единства складок и вязких нарушений. Во многих случаях складки кливажного течения образуют кулисные системы асимметричных структур, имеющих закономерный рисунок. Как правило, в западной части Кукасозерской дуги складки такого типа имеют левый рисунок, тогда как в восточной — правый (см. рис. 4.47). Сходная закономерность наблюдается для пересекающихся систем ранней сланцеватости и кливажа. В западном крыле дуги в плане часто отмечается отклонение кливажа от плоскости сланцеватости по часовой стрелке на 15–30°. При этом нередко фиксируются «сноповые» системы последовательно развивающихся генераций кливажа, из которых более ранние имеют минимальное отклонение от сланцеватости, а более поздние составляют максимальный угол отклонения. Подобные соотношения интерпретируются как ре-

зультат вращения диагональных систем кливажа по направлению к плоскости тектонического течения в условиях левого сдвига. В восточном крыле Кукасозерской дуги ситуация зеркально симметричная и отражает развитие правосдвиговых перемещений.

В целом, можно отметить, что на регрессивном этапе структурно-вещественных преобразований развивались структурные парагенезы, во многом аналогичные ранним. В кинематическом отношении ситуация усложняется. Ранние левосторонние перемещения, проявленные на всем протяжении Северо-Карельской зоны, на данном этапе сменились правосдвиговыми в восточной части Северо-Карельской дуги, тогда как на западе продолжали развиваться левые сдвиги. Область смены знаков перемещений соответствует сегменту максимального перегиба дугообразного пояса (см. рис. 4.47). Этот феномен можно объяснить тем, что изначально Северо-Карельская зона левого сдвига имела линейные очертания, а на более поздних стадиях она испытала изгиб в горизонтальной плоскости, что и вызвало асимметрию в развитии сдвиговых перемещений.

Структурные парагенезы хрупкой деформации представлены тектоническими проявлениями без значительных вещественных преобразований. В качестве тектонитов распространены катаклазиты, брекчии, какериты, зоны кливажа скалывания и высокой трещиноватости, которые порой сопровождаются низкотемпературными карбонатными и кварцевыми гидротермальными образованиями. Эти породы нередко подвержены наложенному брекчированию и катаклазу в «сухих» условиях без минералообразования, что предполагает развитие деформаций после прекращения гидротермальной деятельности. Тектониты хрупкой дезинтеграции часто маркируют узкие малоамплитудные разрывы, унаследованно наложенные на более ранние нарушения, либо секущие их. Также отмечаются объемные блоковые разрушения крупных массивов пород. Весьма характерны поперечные простиранию протерозойских структур малоамплитудные сбросы, образующие на поверхности грабены и полуграбены, заполненные современными озерами и болотными отложениями. Время формирования структур хрупкого разрушения неизвестно. Судя по тому, что их развитие связано с завершающими регрессивные преобразования гидротермально-метасоматическими процессами, после чего деформации развивались в «сухих» условиях, хрупкие дислокации завершали свекофеннский цикл и в дальнейшем периодически возобновлялись в некоторые интервалы времени. Они могут соответствовать этапам рифейской, палеозойской и неотектонической активизации [Зыков, 2001; Леонов, Зыков, Колодяжный, 1998].

Модель формирования Северо-Карельской зоны

Большинство исследователей выделяют три основных этапа эволюции Северо-Карельской зоны: 1) сумийско-сариолийский рифтогенный этап, 2) ятулийский субплатформенный и 3) субгеосинклинальный людиковийский, завершившийся свекофеннской активизацией (коллизией) [Воинов и др., 1987; Петров, Волошина, 1987; Сыстра, 1991].

Особенности стратиграфических разрезов протерозойских синклиналей позволяют полагать, что в сумийско-сариолийское время Панаярвинская и Кукасозерская структуры представляли собой изолированные рифтогенные впадины, сочлененные зонами трансформных сдвигов, вдоль которых внедрялись интрузии мафит-ультрамафитового состава [Балаганский и др., 1998]. Развитие впадин контролировалось сбросами, которые сейчас маркируются выходами микститоподобных образований, дайками и силлами габбро-ультрабазитов. В основании рифтогенных структур происходило становление расслоенных интрузий. Одновременно формировались куполообразные внутрибассейновые поднятия (типа Раакатунтури). По аналогии с моделями, предложенными для Онежского региона (см. рис. 4.33, 4.34), это позволяет полагать, что общий режим растяжения был связан с процессами горизонтального тектонического течения в нижних слоях коры. Если это так, то механизмы формирования рассматриваемых раннекарельских впадин объяснимы с позиции модели, предложенной для Восточно-Карельской зоны, предполагающей развитие листрических сбросов и комплекса «метаморфических ядер» (см. рис. 4.45). Куполообразные структуры, сопоставимые с «метаморфическими ядрами», сохранились среди полей развития беломорских гнейсов ковдозерского комплекса к северу от рассматриваемой зоны (см. рис. 4.46).

В ятулийское время сумийско-сариолийские впадины были с несогласием «запечатаны» вулканогенно-осадочным чехлом, имевшим площадное развитие. В людиковии происходит формирование

вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов, сопоставимых с разрезами «продуктивной» толщи Печенгской структуры и офиолитами Иормуа пояса Кайнуу (1,96–1,97 млрд лет) [Минц и др., 1996; Сомин, Травин, 2002; Kontinen, 1987]. Подобные образования свойственны зоне тектонометаморфического меланжа Кукасозерской структуры. По направлению к юго-западу офиолитоподобные комплексы исчезают из разреза Северо-Карельской зоны и вновь появляются лишь в пределах пояса Кайнуу западной части Карельского массива (см. рис. 4.1). Существование океанического бассейна в столь короткий интервал времени, буквально перед началом свекофеннской орогении, вызывает много сомнений [Сомин, Травин, 2002]. Однако полностью отрицать, что процессы деструкции континентальной коры в локальных структурах достигли мантийного уровня, нельзя.

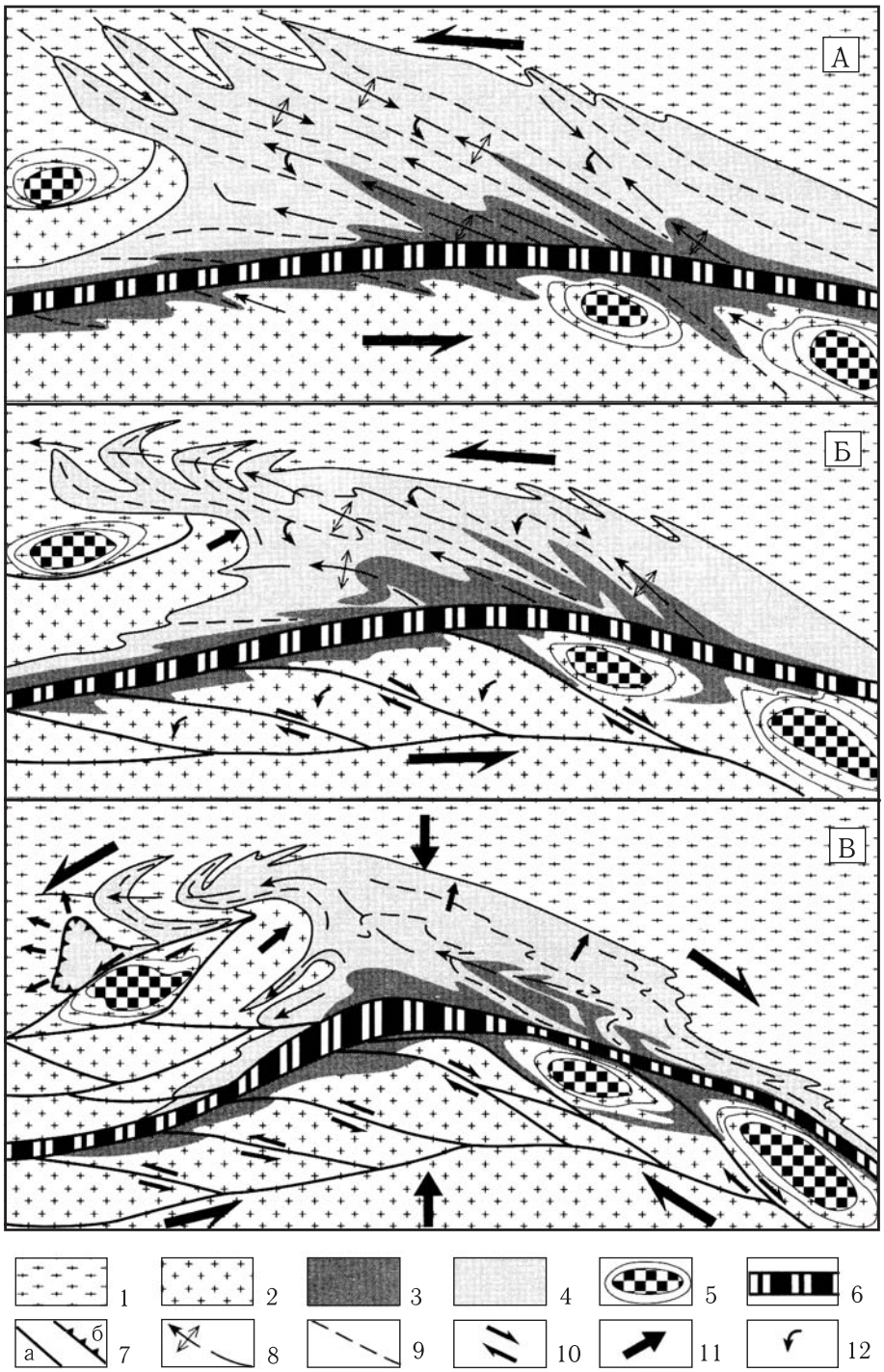


Рис. 4.56. Схема, отражающая механизмы формирования Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны в условиях левосдвиговой транспрессии (свекофеннский цикл)

А–В — этапы тектонической эволюции: пластического (А, Б) и хрупкопластического (В) течения

1 — гранитогнейсы беломорского комплекса; 2 — гнейсограниты Карельского массива; 3, 4 — палеопротерозойские породы; 5 — куполовидные структуры; 6 — зона меланжа; 7 — тектонические нарушения: взбросо-сдвиги (а), надвиги (б); 8, 9 — системы диагональных присдвиговых складок: 8 — антиклинали, 9 — синклинали; 10 — направления сдвиговых перемещений; 11 — тангенциальные перемещения; 12 — направления вращения линейно-плоскостных структур

Свекофеннские коллизионные события привели к инверсии и «схлопыванию» рифтогенных впадин в условиях левосдвиговой транспрессии. В результате сформировались узко сжатые синклинальные структуры, которые в одних срезах выглядят как щелевидные швы интенсивного сплющивания, в других — имеют облик пальмовых структур, запрокинутых к северу (см. рис. 4.47, разрез). Процессы структурообразования развивались на фоне метаморфических событий, имеющих тенденцию к понижению от высокобарических условий амфиболитовой фации к низкотемпературным зеленосланцевым преобразованиям.

Ранние тектониты, соответствующие прогрессивному этапу метаморфизма (1950–1850 млн лет), отражают явления объемного пластического течения на фоне левосдвиговых перемещений. Наиболее ярко эти процессы были выражены в пределах Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны. В его пределах обособились относительно линейная в плане зона тектонометаморфического меланжа приосевой части Кукасозерской структуры и обширные области обрамления (рис. 4.56, А). Зона меланжа формировалась в результате интенсивного сплющивания и частичного сшивания бортов Кукасозерской синклинали. В результате здесь проявились процессы горизонтально-продольного ламинарного тектонического течения вдоль крутопадающих поверхностей. Кинематическая ситуация соответствовала левосдвиговой транспрессии. В областях обрамления процессы течения имели ламинарно-вихревой характер в кинематической обстановке левого сдвига. В породах фундамента здесь формировались линзовидные и купольно-сдвиговые структуры, а в слоистых толщах проточехла — диагональные складки. Ранние пликативные и линейно-плоскостные структуры испытывали вращение к плоскости главного сдвига, а на месте их первоначальной позиции развивались новые системы диагональных складок, сминавших своих предшественников (см. рис. 4.56, А, Б). В результате формировались полискладчатые тектонические формы, которые отражают процесс прогрессивного развития сдвиговых дислокаций с характерными явлениями перманентного вращения и многократного смятия толщ. Данные структуры «прогрессивного вращения и пересечения» представляют собой закономерный элемент эволюции зон интенсивного пластического сдвига (high strain shear zone).

В бортах сдвиговых зон высокого порядка нередко формировались сопряженные с ними покровно-надвиговые структуры и тектонические формы, напоминающие кристаллические протрузии. Это особенно ярко было выражено в северо-западной части Кукасозерской структуры, где в результате развития покровов, сложенных породами фундамента, протерозойские толщи оказались в опрокинутом поднадвиговом залегании. Развитие покровных структур происходило без значительных срывов в результате объемного пластического течения.

Более поздние тектониты этапа регрессивного метаморфизма (1800–1600 млн лет) развивались относительно локально в условиях хрупкопластического течения. Объемный характер перемещений сменился концентрированными дислокациями вдоль отдельных зон. В целом данный этап деформаций отражал период регрессивного развития более ранних систем дислокаций при снижении термодинамических параметров. На данной стадии имело место формирование Кукасозерской дуги, что обозначилось в развитии правосдвиговых перемещений в ее восточном крыле и левосдвиговых — в западном (см. рис. 4.56, В). Этот изгиб зоны в горизонтальной плоскости можно бы было объяснить выдвиганием выступа Карельского массива к северу. Однако, как было показано выше, в осевой части Кукасозерской структуры расположена зона тектонического отслаивания и Ca-Mg метасоматоза, связанная с изгибом Северо-Карельской дуги. Модель жесткого штампа Карельского блока в данном случае не приемлема. Вариант широтного сжатия должен бы был обусловить совершенно иную кинематическую ситуацию в крыльях дуги. Учитывая данные по Онежскому региону и Восточно-Карельской зоне, где имеются геолого-геофизические признаки глубинного субгоризонтального течения горных масс, можно допустить, что развитие Северо-Карельской дуги явилось пассивной реакцией верхнекоровых структур на поток тектонического течения в нижних слоях коры. Оформившаяся к концу этого этапа тектоническая структура в основном соответствует современному ее облику.

Метаморфические преобразования свекофеннского времени обусловили становление высокоградиентной по P-T параметрам метаморфической зональности Северо-Карельской зоны. В этом она существенно отличается от Беломорского пояса. Зональные вторичные преобразования Северо-Карельской зоны проявлялись в процессе развития складчатости без существенного погру-

жения палеопротерозойских толщ. Это следует из того, что изограды метаморфизма имеют согласно секущий характер по отношению к стратиграфическим поверхностям. Также наблюдаются неравновесные по P-T-параметрам метаморфизма объемы пород, составляющие единые геологические тела. Если бы зональный метаморфизм Северо-Карельской зоны был связан с процессами субдукции палеопротерозойских комплексов и надвиганием на них мощной «горячей» пластины беломорид, то следовало бы ожидать развитие более правильной и равномерной метаморфической зональности. Структурно-кинематические данные также не подтверждают поддвиго-надвиговую модель. Как показывает опыт геологических исследований, мозаично-петельчатый характер метаморфической зональности наилучшим образом объясняется факторами деформации и флюидной проницаемости горных масс [Добрецов и др., 1970; Леонов, Колодяжный, Соловьев, 1995; Колодяжный, 1996; Чередниченко, 1964].

Судя по характеру асимметричной метаморфической зональности, фронт флюидно-термального потока распространялся со стороны Беломорского пояса. Явления термического экранирования и концентрации флюидов в подошве чехла способствовали развитию высокоградиентной метаморфической зональности. Это обусловило высокую пластичность горных масс и сложные процессы тектонического течения в пределах северного крыла Кукасозерской пальмовой структуры (синклинали). Вверх по восстанию данной «пальмы» в сегменте ее раскрытия, согласно законам гидродинамики, должны были иметь место снижение скоростей перемещения флюидов и резкое повышение флюидного давления. Это может объяснить высокобарический характер минеральных преобразований в пределах данной структуры.

В пределах Кукасозерской дуги явления метаморфизма тесным образом сочетались с процессами гранитизации и щелочно-кремнистого метасоматоза архейских и палеопротерозойских комплексов. Можно предположить, что вынос «мафических» компонентов из гранитизированных объемов сопровождался комплементарными процессами их накопления в области декомпрессионной разгрузки, сформировавшейся в результате развития структуры тектонического отслаивания в области максимального перегиба Северо-Карельской дуги. Концентратором этих процессов явилась ослабленная зона тектонометаморфического меланжа приосевой части Кукасозерской структуры.

Результатом интенсивных структурно-вещественных преобразований пород фундамента и проточехла в Северо-Карельской зоне явилось формирование новообразованного гранитно-метаморфического слоя за счет процессов внутриплитной (вертикальной) аккреции. Приведенные в работе данные позволяют наметить главные составляющие элементы данного феномена: 1) структурные преобразования (пластическая деформация), обусловливающие формирование единых структурных парагенезов в породах фундамента и чехла; 2) динамотермальный изохимический метаморфизм, контролирующий становление единой метаморфической зональности в породах фундамента и чехла, а также их гомогенизацию в реологическом отношении; 3) высокотемпературные процессы щелочно-кремнистого метасоматоза, явления мигматизации и гранитизации, охватывающие породы фундамента и чехла; 4) комплементарные с процессами гранитизации явления Ca-Mg метасоматоза, отражающие вынос «мафических» компонентов из гранитизированных объемов и их накопление в областях декомпрессионной разгрузки. Перечисленные факторы находятся в тесном генетическом взаимодействии и составляют единый ряд.

Таким образом, Северо-Карельская зона представляет собой внутриплитную шовную зону сформировавшуюся в результате свекофеннских коллизионных событий. На ранних стадиях ее формирование проходило в условиях левосдвиговой транспрессии. В конце свекофеннской орогении изначально линейная зона испытала изгиб в результате процессов (предположительно, глубинных) течения геомасс в северном направлении. Результатом интенсивных структурно-вещественных преобразований в пределах внутриплитного шва явилось формирование нового складчато-метаморфического слоя, объединившего гомогенизированные в реологическом отношении архейские и палеопротерозойские комплексы.

4.3.3. Системы сдвигов западной части Карельского массива

Большая часть западной окраины Карельского массива расположена на территории Финляндии. В пределах данного региона Ю.А. Морозовым и группой финских геологов [Морозов, 1999, 2002; Karki, 1996; Karki et al., 1993; Karki, Laajoki, 1995]

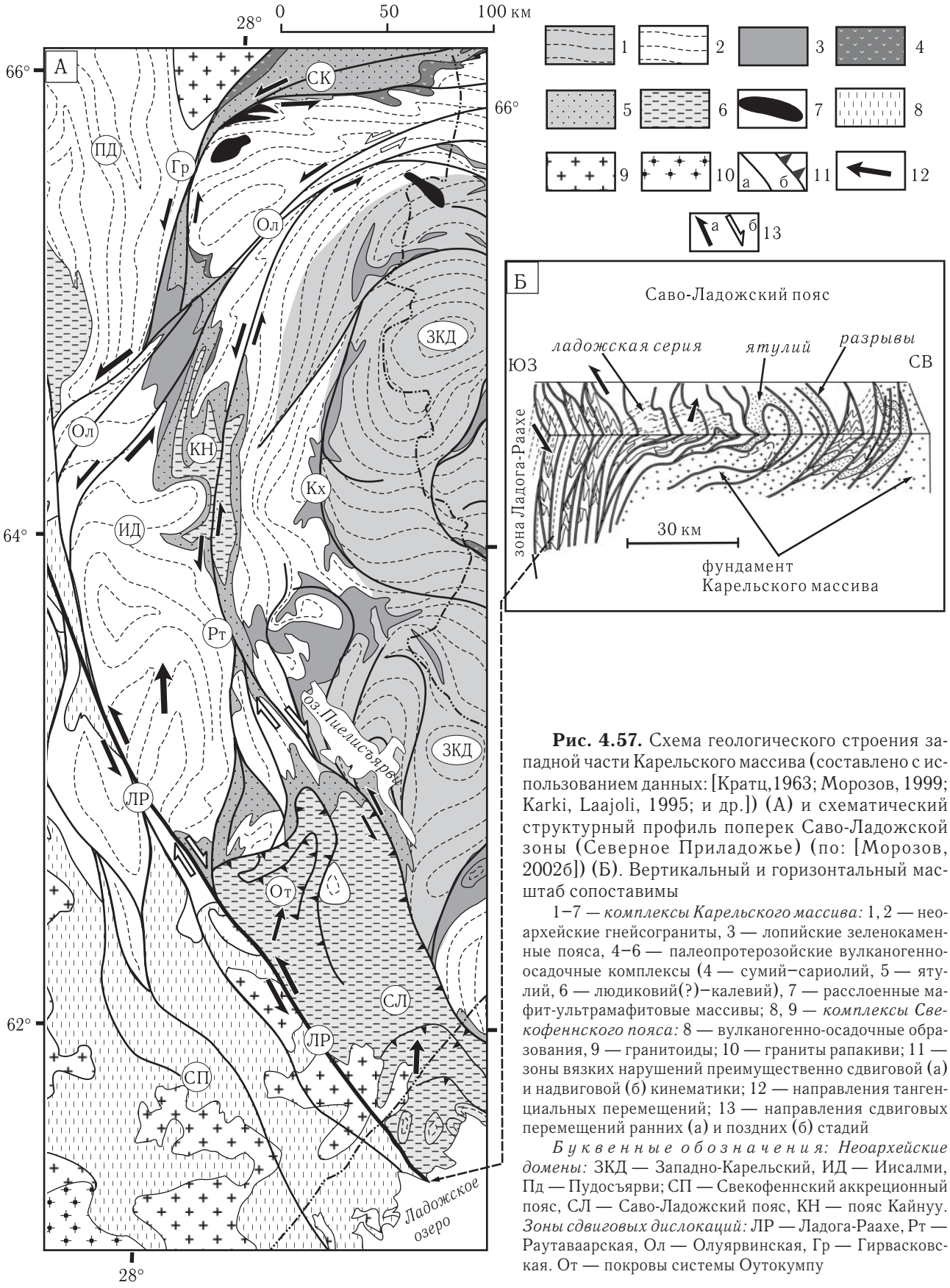


Рис. 4.57. Схема геологического строения западной части Карельского массива (составлено с использованием данных: [Кратц,1963; Морозов, 1999; Karki, Laajoli, 1995; и др.]) (А) и схематический структурный профиль поперек Саво-Ладожской зоны (Северное Приладожье) (по: [Морозов, 2002б]) (Б). Вертикальный и горизонтальный масштаб сопоставимы

1–7 — *комплексы Карельского массива:* 1, 2 — неоархейские гнейсограниты, 3 — лопийские зеленокаменные пояса, 4–6 — палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы (4 — сумий–сариолий, 5 — ятулий, 6 — людиковий(?)–калевий), 7 — расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы; 8, 9 — *комплексы Свекофеннского пояса:* 8 — вулканогенно-осадочные образования, 9 — гранитоиды; 10 — граниты рапакиви; 11 — зоны вязких нарушений преимущественно сдвиговой (а) и надвиговой (б) кинематики; 12 — направления тангенциальных перемещений; 13 — направления сдвиговых перемещений ранних (а) и поздних (б) стадий

Буквенные обозначения: Неоархейские домены: ЗКД — Западно-Карельский, ИД — Иисалми, Пд — Пудосъярви; СП — Свекофеннский аккреционный пояс, СЛ — Саво-Ладожский пояс, КН — пояс Кайнуу. *Зоны сдвиговых дислокаций:* ЛР — Ладога-Раахе, Рт — Раутаваарская, Ол — Олуярвинская, Гр — Гирвасковская. От — покровы системы Оутокумпу

проводились исследования с использованием структурно-кинематического анализа. Опираясь на эти и другие материалы, ниже приведем краткое описание тектоники этого региона с главным акцентом на результатах кинематических наблюдений.

Западная часть Карельского массива представляет собой сложно построенную тектоническую область, которая с запада ограничена Свекофеннским аккреционным поясом (рис. 4.57, А). В строении последнего участвуют ювенильные вулканогенно-осадочные комплексы, формировавшиеся в условиях островных дуг и задуговых бассейнов в интервале времени 2,2–1,75 млрд лет при максимальной вулканической активности в период 1,9–1,87 млрд лет [Gaal, Gorbatchev, 1987; Gorbatchev, Bogdanova, 1993; Nironen, 1997]. Зоны субдукции, генерировавшие островодужные серии, имели сложную конфигурацию и в основном были направлены в сторону от Карельского кратона во внутренние области Свекофеннского океана [Рундквист и др., 1999; Nironen, 1997]. В процессе свекофеннской орогении островодужные комплексы были надвинуты на пассивную окраину Карельского массива, перекрыв архейские и палеопротерозойские комплексы, которые частично были вовлечены в покровообразование.

Области преимущественного развития свекофеннских и карельских комплексов разделяются крупным сутурным швом в зоне линеамента Ладога-Раахе [Морозов, 1999; Bowes et al., 1984; Gaal, Gorbatchev, 1987]. В обрамлении и в пределах этого шва супракрустальные образования протерозоя прорваны многочисленными син-, поздне- и посторогенными интрузиями широкого диапазона составов от ультраосновных до кислых. С этим швом приблизительно совпадают Главный рудный пояс Центральной Финляндии и крупнейшая сдвиговая зона Ладога-Раахе.

В строении краевой части Карельского массива участвуют архейские гранитогнейсы (2,7–2,6 млрд лет), являющиеся фундаментом для вышележащих палеопротерозойских толщ ятулийско-калевийского возраста. Образования архея слагают крупные кристаллические домены (Пудасъярви, Иисалми, Западно-Карельский), а также обнажаются на поверхности в ядрах многочисленных куполов среди полей развития протерозойских комплексов (см. рис. 4.57, А). Толщи палеопротерозоя представлены метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами ятулия и флишоидными отложениями ладожской серии людиковия(?)–калевия [Shuldiner et al., 1995]. На севере они образуют сложноскладчатый пояс Кайнуу, а на юге — обширную Саво-Ладожскую зону. Последняя рассматривается в качестве области развития покровных пластин, сложенных свекофеннскими островодужными и карельскими окраинно-континентальными комплексами, надвинутыми в северном (диагональном по отношению к простиранию границ Карельского массива) направлении. Эта система покровов осложнена диагональными системами складок и диапироподобными куполами, в ядрах которых обнажаются реоморфизованные гнейсограниты фундамента Карельского массива [Морозов, 1999; Салоп, 1979; Karki, Laajoki, 1995; Escola, 1949].

Протерозойский пояс Кайнуу имеет признаки симметричного синклинального строения, но внутренние границы между вещественными комплексами, слагающими данную структуру, как правило, тектонические. Отдельные пластины пояса характеризуются дисгармоничной структурой. Среди них отмечаются тектонические клинья с фрагментами разрезов ятулийских и калевийских толщ, а также офиолитовые ассоциации комплекса Иормуа, имеющие возраст 1,96 млрд лет [Kontinen, 1987]. В целом пояс Кайнуу представляет собой узко сжатую структуру, осложненную крупными асимметричными складками с левым рисунком (см. рис. 4.57). Эти пликативные структуры часто связаны с конформными и косо секущими сдвигами, контролирующими тектоническую позицию и общий структурный рисунок данного пояса.

Зоны сдвиговых дислокаций играют огромную роль в тектонике переходной области от Карельского массива к Свекофеннскому поясу. Среди них выделяются Гирвасковская, Олуярвинская и Раутаваарская зоны сдвигов, а также мощная и протяженная зона сдвиговых дислокаций Ладога-Раахе [Морозов, 1999; Karki, 1996; Karki, Laajoki, 1995]. Опубликованные сведения о кинематике данных нарушений весьма сложны для проведения корреляций в пространстве и во времени. Это связано с тем, что одни исследователи выделяют до пяти этапов деформации (D_1–D_5) в эволюции рассматриваемой области [Karki, 1996; Karki, Laajoki, 1995], другие — только две кинематические стадии [Морозов, 1999]. Согласно данным А.Карки [Karki, 1996], ранние проявления свекофеннской орогении (D_1–D_2) были связаны с развитием тектонических покровов и левосдвиговыми перемещениями вдоль Гирвасковской и

Раутаваарской зон (см. рис. 4.57). Более поздние сдвиговые дислокации (D_3–D_4), датированные на основании их соотношений с интрузиями гранитоидов в интервале времени 1,85–1,78 млрд лет, имели сложно дифференцированный от сегмента к сегменту левосторонний, либо правосторонний характер [Karki, Laajoki, 1995]. В принципе сходные в кинематическом отношении данные приводятся Ю.А. Морозовым [1999], рассматривавшим раннесвекофеннские тектонические события (1,9–1,86 млрд лет) в связи с обстановкой левосдвиговой транспрессии, а более поздние (1,85–1,84 млрд лет) — как результат преимущественно правосдвиговых перемещений.

Среди системы сдвиговых зон западной окраины Карельского массива первостепенное значение имеет шовная зона Ладога-Раахе. Согласно данным Ю.А. Морозова [1999], в структурном отношении данная зона характеризуется проявлением субвертикальной линейно-изоклинальной складчатости, а также широким развитием сближенных разрывных нарушений (см. рис. 4.57, Б). Именно к этой зоне приурочены наиболее высокотемпературные синкинематические вещественные преобразования палеопротерозойских комплексов в интервале от кордиерит-гранат-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации до гранулитовой фации. В северо-восточном направлении в сторону Карельского массива зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа постепенно ослабевает до зеленосланцевой фации. Время проявления метаморфизма оценивается в 1,88–1,87 млрд лет [Глебовицкий, 1975]. В соответствии с метаморфической зональностью в направлении к Карельскому массиву меняется и общий структурно-деформационный стиль толщ: полоса субвертикальной линейной складчатости постепенно переходит в широкую зону пологих покровно-складчатых структур с северо-восточной вергентностью, осложняющих как комплексы чехла, так и фундамента (см. рис. 4.57, Б). Смежная к северо-востоку полоса Саво-Ладожской зоны характеризуется наклонными складчато-надвиговыми структурами, вергентными в сторону Карельского массива. В пределах Свекофеннской области, к юго-западу от сутурного шва Ладога-Раахе, структурная зональность не так очевидна из-за чрезмерного обилия интрузивных массивов. Здесь отмечаются пологие надвиги и покровно-складчатые структуры с отчетливой южной вергентностью. Таким образом, в поперечном к сутурному шву сечении в целом вырисовывается дивергентная пальмовая мегаструктура, характерная для зон транспрессионных сдвигов [Морозов, 1999].

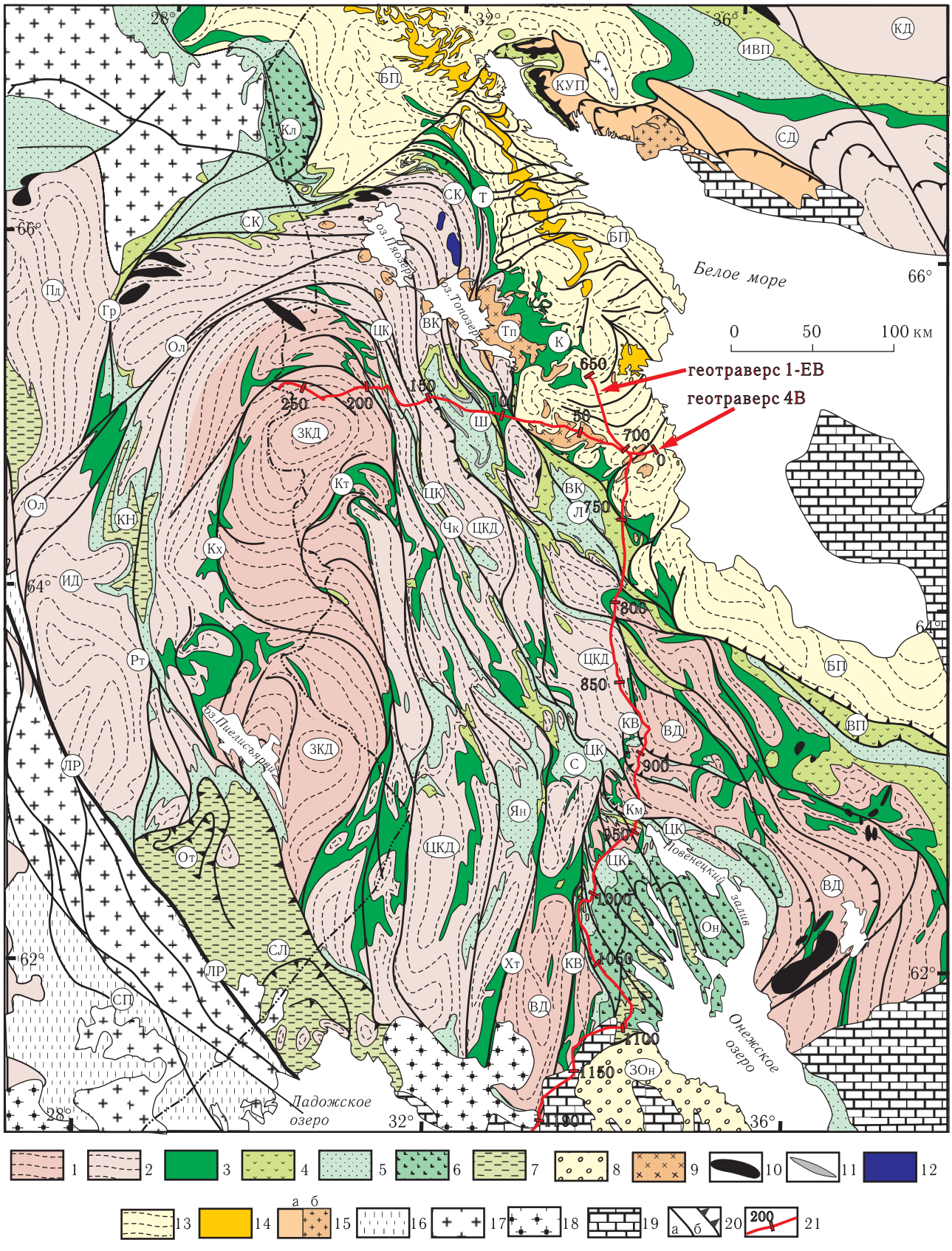
Согласно структурно-кинематическим данным Ю.А. Морозова [1999], сдвиговые дислокации в пределах зоны Ладога-Раахе и ее обрамления начались еще в процессе накопления ятулийских толщ. Об этом свидетельствуют многочисленные дайки метадиабазов ятулия (2,15 млрд лет), рассекающие фундамент и имеющие кулисно-эшелонированное расположение, которое соответствует

→

Рис. 4.1. Схема геологического строения Карельского массива и его обрамления (составлено с использованием данных: [Кратц, 1963; Лобач-Жученко и др., 2000; Миллер, 1988; Морозов, 1999; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966; Karki, Laajoki, 1995; и др.])

1–12 — *комплексы Карельского массива:* 1, 2 — гнейсограниты комплекса основания с модельным неодимовым возрастом > 3 млрд лет (1) и < 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 и пикробазальты людиковия, 7 — флишоидные осадки калевия, 8 — молассоидные 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 с преимущественно сдвиговой (а) и взбросо-надвиговой (б) кинематикой; 21 — линии геотраверсов (сейсмопрофилей) 1-ЕВ и 4В

Буквенные обозначения. Крупные неоархейские домены: ВД — Водлозерский, ЗКД — Западно-Карельский, ЦКД — Центрально-Карельский, ИД — Иисалми, Пд — Пудосъярви, СД — Стрельнический, КД — Кейвский. *Аккреционно-коллизионные и внутриплитные подвижные пояса:* СП — Свекофеннский, БП — Беломорский, КУП — Колвицко-Умбинский. *Палеопротерозойские вулканогенно-осадочные пояса:* ВП — Ветреный пояс, СЛ — Саво-Ладожский, КН — Кайнуу, ИВП — Имандра–Варзуга. *Изолированные протерозойские синклинали:* ЗОн — Западно-Онежская, Он — Онежская, С — Сегозерская, Ян — Янгозерская, Чк — Чирко-Кемская, Л — Лехтинская, Ш — Шомбозерская, Кл — Куолоярвинская. *Зоны сдвиговых дислокаций:* ЦК — Центрально-Карельская, КВ — Койкарско-Выгозерская, Хт — Хаутоваарская, Км — Кумсинская, ВК — Восточно-Карельская, СК — Северо-Карельская, ЛР — Ладога–Раахе, Рт — Раутаваарская, Ол — Олуярвинская, Гр — Гирвасковская. *Лопийские зеленокаменные пояса*: К — Керетский, Т — Тикшозерский, Кт — Костомукшский, Кх — Кухмо. Тп — Топозерский массив. От — покровы системы Оутокумпу



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

13 14 15 (а б) 16 17 18 19 20 (а б) 21

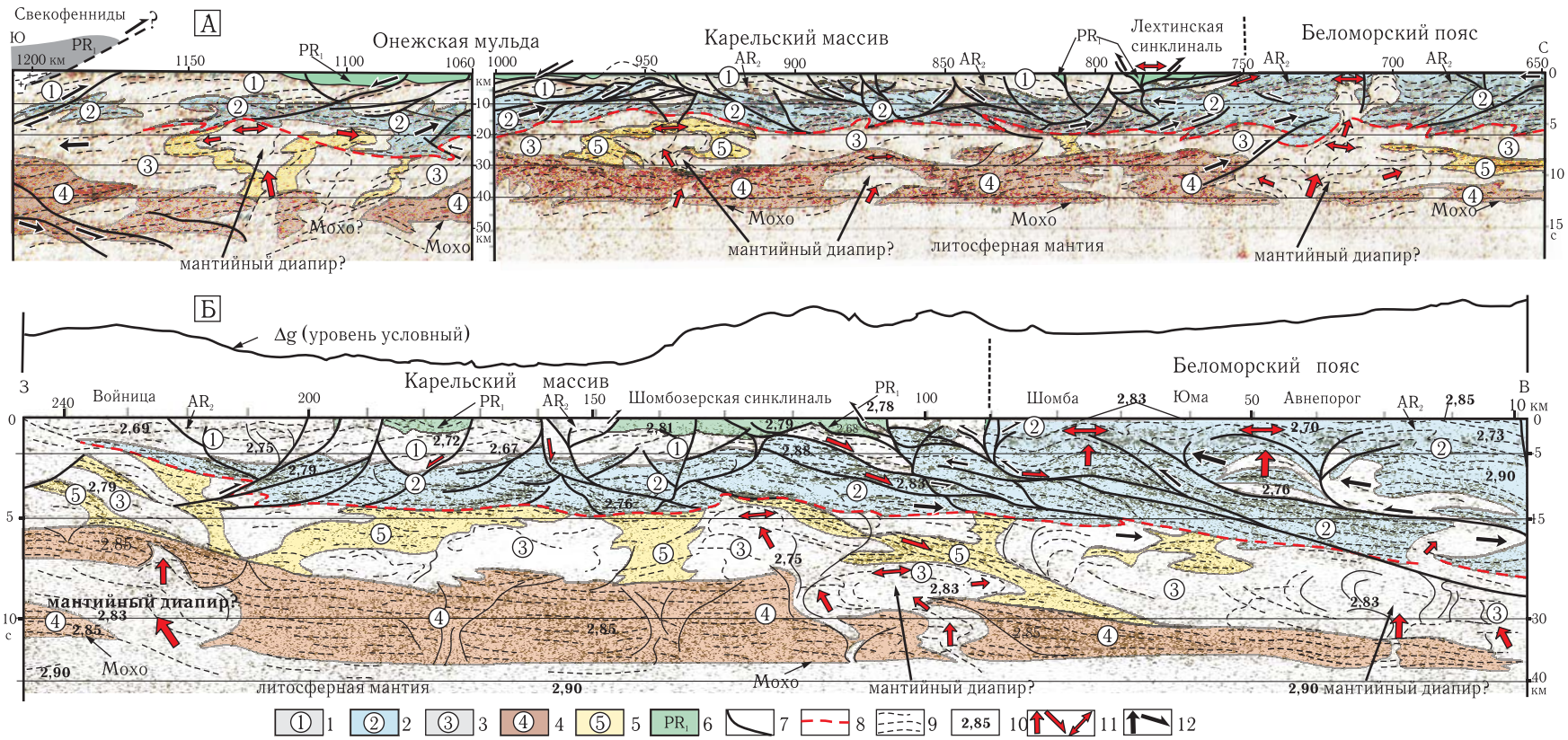


Рис. 4.2. Разрезы МОГТ (распределение и амплитуды отражений) с элементами геолого-структурной интерпретации по геотраверсам 1-ЕВ (А) и 4В (Б) (местоположение профилей см. на рис. 4.1) (составлено с использованием данных: [Глубинное строение..., 2001, 2004])

1 — верхнекоровый слой с отражениями средней–слабой интенсивности (преимущественно неоархейские гранит-зеленокаменные комплексы); 2 — среднекоровый слой с отражениями высокой интенсивности (тектонически расслоенные архейские гранитогнейсы, амфиболиты, архей-протерозойские «субслойные» мелкие интрузии?); 3 — средне-нижнекоровый сейсмически «прозрачный» слой (гомогенизированнная сиалическая кора, области гранитизации, мантийные интрузии?); 4 — нижнекоровый слой с отражениями высокой интенсивности (тектонически расслоенные архей-протерозойские гранулиты, анортозиты?); 5 — объемы пород с отражениями различной интенсивности в слое 3 (ксенолиты более древней коры, зоны повышенной проницаемости, «рубашки» интрузий?); 6 — палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 7 — разрывы; 8 — срыв — детачмент в подошве слоя 2; 9 — системы отражений; 10 — рассчитанные по гравиметрическим данным плотности пород (в г/см^3) из: [Житникова и др., 2001]; 11, 12 — предполагаемые направления перемещений: 11 — в раннем палеопротерозое (рифтогенез, растяжение), 12 — в позднем палеопротерозое (коллизия, сжатие)

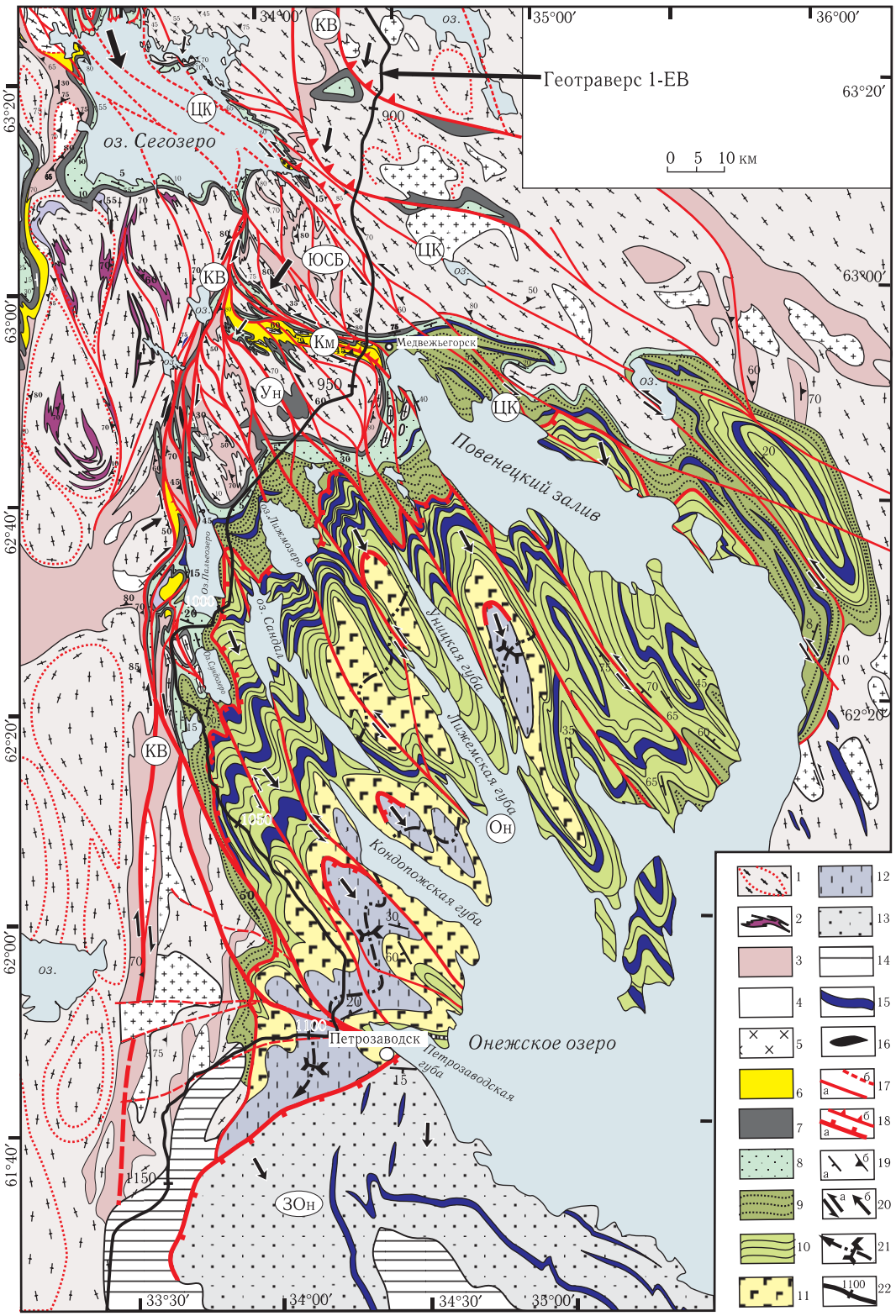


Рис. 4.29. Структурно-геологическая схема Онежской мульды (составлено с использованием данных: [Войтович, 1971; Сыстра, 1991])

1–5 — архейские комплексы: 1 — гнейсограниты, 2 — гнейсы, 3 — зеленокаменные образования, 4 — плагиомикроклиновые граниты, 5 — диориты; 6–13 — палеопротерозойские комплексы: 6 — сумий–сариолий, 7 — нижний ятулий, 8 — средний ятулий, 9 — верхний ятулий (туломозерская свита), 10 — нижний людиковий (заонежская свита), 11 — верхний людиковий (суйсарская свита), 12 — калевий, 13 — вепсий; 14 — вендские отложения; 15 — дайки и силлы габбро-долеритов; 16 — ультрабазиты; 17 — взбросо-сдвиги достоверные (а) и предполагаемые (б); 18 — сбросы (а) и надвиги (б); 19 — элементы залегания слоистости (а) и гнейсовидности (б); 20 — направления перемещений по сдвигам (а) и реконструированные направления перемещений крупных объемов пород (б); 21 — осевые плоскости ранних конседиментационных(?) складок; 22 — линия профиля 1-ЕВ. Пояснения буквенных обозначений см. на рис. 4.9

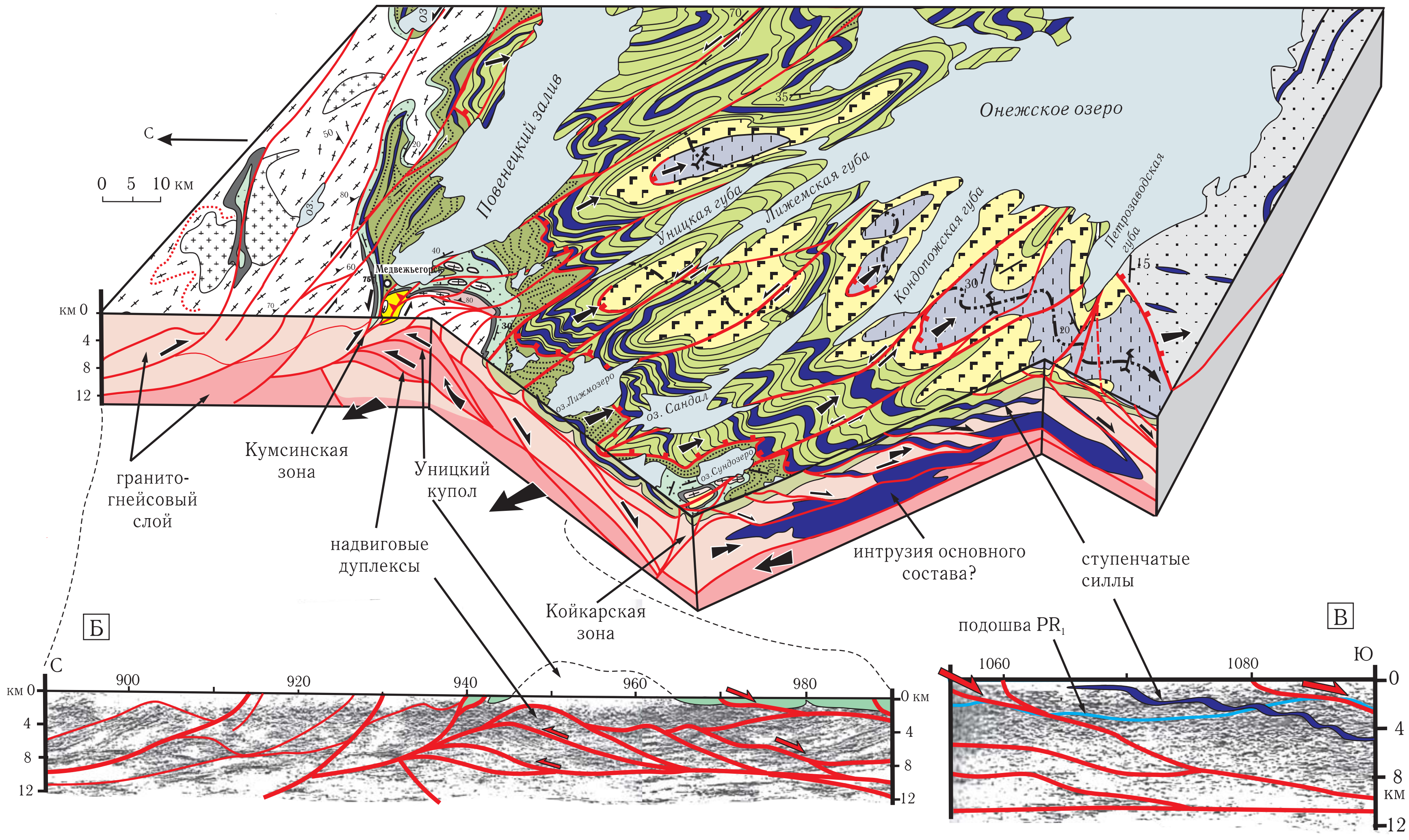


Рис. 4.31. Блок-диаграмма, отражающая строение Онежской тектонической депрессии (мульды) и два структурных уровня корового слоя, имеющих различную кинематику (составлено на основе интерпретаций сейсмопрофиля 1-ЕВ (МОВ ОГТ), условные обозначения см. на рис. 4.29) (А) и фрагменты структурных разрезов вдоль профиля 1-ЕВ (МОВ ОГТ) (составлены по методике дифференцированного суммирования (МДС) В.М. Ступаком, местоположение профиля см. на рис. 4.29 (Б)

ситуации растяжения при левостороннем сдвиге. На ранних стадиях свекофеннского тектогенеза (1,9–1,86 млрд лет) зона Ладога-Раахе и сопряженные с ней объемы коры явились корневой областью выдавливания аллохтонных масс в северо-восточном и, в меньшей степени, в юго-западном направлениях. В краевой части Карельского массива отмечаются многочисленные признаки покровных структур: нарушение нормальной стратиграфической последовательности залегания комплексов, залегание архейских гнейсогранитов на протерозойских супракрустальных образованиях, нарушения метаморфической зональности. На финской территории развития карелид известен обширный покров Оутокумпу, сложенный островодужными или задуговыми комплексами свекофеннского облика, с большим количеством тел серпентинитов, габбро (1,97 млрд лет) и ультраосновных пород. Комплекс образований покрова Оутокумпу в области, примыкающей к корневой зоне, в свою очередь сам перекрывается аллохтонными толщами калевийских сланцев ладожской серии (см. рис. 4.57, А).

Структурные данные [Морозов, 1999] свидетельствуют, что выжимание покровов и субсинхронное смятие их в складки происходило в условиях левосдвиговой транспрессии. На это указывают косой характер перемещения аллохтонных пластин по отношению к простиранию зоны Ладога-Раахе, а также диагональная ориентировка осей ранних складок и покровно-надвиговых поверхностей относительно плоскости главного шва. Это определяется левосдвиговыми смещениями при выдавливании тектонических пластин. Также показательно нарастание амплитуды, а соответственно и интенсивности покровообразования в пределах Сава-Ладожской зоны в направлении с юго-востока на северо-запад от Северного Приладожья к районам развития покрова Оутокумпу, где располагался сегмент сжатия в условиях левостороннего сдвига (см. рис. 4.57). Левосдвиговые кинематические условия раннего этапа свекофеннского тектогенеза также нашли отражение в морфологии и расположении ранних синкинематических интрузий. Многочисленные тела трондьемитов, гранодиоритов и других комагматичных с ними интрузий (1,9–1,86 млрд лет) [Bowes et al., 1984; Neuvonen et al., 1981] в пределах широкой полосы зоны Ладога-Раахе и сопряженных объемов имеют отчетливо вытянутую форму и расположены диагонально к ее общему простиранию в соответствии с ориентировкой структур растяжения при левом сдвиге. Также картируются пластообразные тела мафитового и диоритового состава, изогнутые в крупные асимметричные S-образные в плане складки (левый сдвиг), к замковым частям которых приурочены интрузии гранодиоритов близкого возраста (1,88 млрд лет) [Морозов, 1999].

На поздней стадии деформаций свекофеннского тектогенеза фиксируется смена направления сдвиговых перемещений вдоль транспрессионной зоны Ладога-Раахе с левосторонних на правосторонние [Морозов, 1999]. Это отразилось на ориентировке тел позднекинематических интрузий гранитов и гранодиоритов (1,85 млрд лет), а также систем даек метадиабазов и лампрофиров (1,84 млрд лет) [Neuvonen et al., 1981]. Субмеридиональная вытянутость интрузивных и дайковых тел, фиксирующих структуры растяжения, их устойчивое отклонение по часовой стрелке от северо-западного простирания шовной зоны соответствуют ситуации правого сдвига. Синхронная им складчатость ориентирована относительно главной зоны сдвига с разворотом в противоположную сторону (против часовой стрелки), что характеризует позицию структур сжатия в условиях правого сдвига. Наложение этих складок на раннюю структуру привело к изгибам шарьяжных поверхностей раннего этапа.

Все вышеописанные деформации свекофеннского цикла сопровождались ремобилизацией архейского фундамента, характер и степень проявления которой были весьма изменчивы в пространстве и зависимы от метаморфической зональности и положения в мегаструктуре области. Вдоль северо-восточной границы Саво-Ладожской зоны, где условия метаморфизма соответствовали уровню зеленосланцевой фации, гранитогнейсы краевых частей Карельского массива испытали локализованный диафторез в дискретных линзовидно-ветвистых зонах хрупкопластической деформации с устойчивой левосдвиговой кинематикой. Во внутренних частях данной области, в ее более высокотемпературных зонах, где доминируют объемные деформации пластического характера, достигается высокая степень подвижности ремобилизуемого гранито-гнейсового субстрата. При этом особую роль в формировании структуры фундамента начинают играть процессы щелочно-кремнистого метасоматоза (гранитизация, фельдшпатизация, окварцевание) [Морозов, Гафт, 1985].

Судя по линзовидно-ветвистой морфологии и кулисно-эшелонированному характеру расположения тел новообразованных гранитоидов, обособление этого материала контролировалось декомпрессионными явлениями, связанными со сдвигом. Согласно мнению Ю.А. Морозова [1999], этот факт хорошо согласуется с результатами эксперимен-

тально-петрологических работ по изучению процессов деформационного разогрева материалов и декомпрессионного выплавления гранитоидов. Они свидетельствуют о многократном увеличении объема гранитного расплава при резкой декомпрессии и о существенном повышении температур при сдвиговых деформациях. Зоны концентрации гранитоидных интрузий и проявления ультраметаморфизма приурочены к полосе сдвигового линеамента Ладога-Раахе, который, судя по геофизическим данным, «дренирует» верхнюю мантию и контролирует перемещение обогащенного калием материала [Ekdahl, 1993; Luosto et al., 1984]. Таким образом, транспрессионная зона Ладога-Раахе играла огромную роль в эволюции и характере проявления как деформационных, так и вещественных преобразований краевой части Карельского массива, в том числе контролировала процессы ремобилизации архейского фундамента. Возникавшие при этом флюидизированные расплавы придавали породам большую пластичность, что в совокупности с процессами нарушения гравитационных равновесий при покровообразовании (по модели В.С. Федоровского [1995, 1997]), могло способствовать явлениям диапиризма и купольного тектогенеза.

* * *

Строение западной окраины Карельского массива можно рассматривать как закономерный результат, связанный с эволюцией шовной зоны Ладога-Раахе в режиме длительно (2,1–1,75 млрд лет) и полистадийно развивавшегося транспрессионного сдвига [Морозов, 1999]. Ранние тектонические события свекофеннского цикла (1,9–1,86 млрд лет) в пределах этой зоны отражают условия левосдвиговой транспрессии. Аналогичная кинематика в этот период времени была свойственна Раутоваарской и Гирвасковской сдвиговым зонам, из которых последняя является юго-западным продолжением Северо-Карельского сдвига. Синхронные сдвиговым дислокациям проявления зонального метаморфизма, явления гранитизации и реоморфизма, свойственные рассматриваемой области, по многим параметрам, в том числе и геохронологическим, коррелируются с раннесвекофеннскими (1,95– 1,85 млрд лет) преобразованиями Северо-Карельской и Восточно-Карельской зон. Как было показано ранее, последние часто имеют морфологию пальмовых структур, отражающих обстановку левосдвиговой транспрессии.

Глава 5
Структурно-кинематическая модель эволюции юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое

5.1. Вводные замечания

В существовавших до недавнего времени модельных построениях Карельский массив рассматривался в качестве относительно стабильной кратонизированной области с корой континентального типа, сформировавшейся в конце архея. Эволюция массива в палеопротерозое, согласно мнению многих исследователей, соответствовала ряду последовательных стадий: 1) сумийско-сариолийский рифтогенез (гирвасский или селецкий этап); 2) накопление ятулийского платформенного чехла, завершившееся слабовыраженной кондопожской стадией диастрофизма; 3) рифтогенный или субгеосинклинальный режим людиковия–калевия; 4) свекофеннский этап тектонометаморфической активизации [Воинов и др., 1987; Загородный, Радченко, 1988; Коросов, 1991; Петров, Волошина, 1987; Соколов и др., 1970; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966]. Предполагалось, что наиболее интенсивные структурные преобразования были связаны со свекофеннским циклом и нашли отражение в последовательном формировании систем складок субмеридионального, северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания [Сыстра, 1991]. При этом складчатые структуры часто рассматривались как результат германотипной блоково-штамповой тектоники.

Наши исследования позволили выявить высокую объемную подвижность кристаллических пород фундамента и чехла Карельского массива, связанную с пластическими и хрупкопластическими деформациями [Леонов, Колодяжный, Сомин, 1995, 1996, 1998; Леонов и др., 1999, 2000, 2001, 2003 а,б; Леонов, Колодяжный, 2002]. При этом данная область рассматривалась в качестве протоплатформенной структуры, испытавшей существенную внутреннюю переработку в связи с горизонтально-продольным тектоническим (реидным) течением горных пород. В результате этого обособились комплементарные сегменты оттока, продольного течения и нагнетания геомасс. Карельский массив в целом сопоставлялся с гигантской кристаллической протрузией, связанной с объемным перетеканием геомасс в северо-западном направлении. Данная модель являлась сугубо предварительной, и на момент ее разработки многие структурно-кинематические данные отсутствовали. Тем не менее, многие элементы данных построений имеют большое значение для геодинамических реконструкций рассматриваемого региона.

В настоящее время появились интерпретации, предполагающие еще большую тектоническую подвижность Карельской провинции в палеопротерозое. Они основаны на плитно-тектонических моделях, рассматривающих палеопротерозойские вулканогенно-осадочные пояса в качестве шовных сутурных зон, сформировавшихся в результате субдукционно-коллизионных процессов при закрытии палеоокеанов [Берзин и др., 2002; Минц и др., 1996, 2001, 2004]. При этом предполагается, что рассматриваемая область представляет собой систему покровных тектонических пластин, сложенных образованиями неоархея и палеопротерозоя, некоторые из которых прослеживаются до поверхности Мохо. Эти выводы основаны на комплексных геолого-геофизических исследованиях и, прежде всего, на материалах сейсмопрофилирования МОВ ОГТ. Данные модельные построения имеют большую перспективу развития при условии, что появятся новые петрохимические и структурно-кинематические данные, подтверждающие

субдукционно-аккреционные механизмы формирования карельских структур. Если мобилистические взгляды оправдаются, то потребуется пересмотр данных геолого-съемочных работ и стратиграфических схем, которые в настоящее время не отражают признаков широкого проявления покровно-надвиговых ансамблей в пределах Карельского массива.

В последние годы для данного региона все чаще используются модели плюмовой тектоники. Они обоснованы петрохимическими данными [Куликов и др., 1999; Пухтель и др., 1995; Слабунов и др., 2001; Шарков и др., 2000; Puchtel et al., 1999], общими сведениями о зональности магматизма [Рыбаков и др., 2000], а также структурными наблюдениями и результатами тектонофизического моделирования [Морозов, 2002б; Терехов, 2003; Колодяжный, 2001, 2003а]. Принципиальных различий между механизмами плюмовой и плитной тектоники не существует, но они предопределяют различные формы эволюции корового слоя. В частности, древние кратоны, развивавшиеся в надплюмовой области, но не испытавшие полной деструкции с последующим формированием океанов, характеризуются специфическими внутрикоровыми преобразованиями, компенсирующими поступления мантийной энергии. Модель континента, расположенного в надплюмовой области, в настоящее время может рассматриваться как наиболее вероятная схема развития Карельского массива в палеопротерозое. Развитие этих представлений требует не только сведений о характере вещественных преобразований, но также и кинематических данных, отражающих динамику коровых слоев литосферы.

Предлагаемая в этой работе модель эволюции Карельского массива в палеопротерозое основана преимущественно на структурно-кинематических данных. В определенной степени она может рассматриваться как мобилистическая концепция в рамках внутриплитной тектоники, так как отражает существенную тектоническую подвижность данной кратонизированной области. При этом Карельский кратон интерпретируется как эпиплатформенная структура, испытавшая существенную деструкцию и ремобилизацию без формирования обширных океанических бассейнов. Появление локальных «зияний» с корой океанического профиля вполне вероятны (например, пояс Кайнуу), но их масштаб скорее соответствовал внутриконтинентальным рифтогенным процессам, ограничивающим возможность проявления субдукционно-аккреционных механизмов тектоники плит.

5.2. Исходные данные для построения модели

Материалы структурно-кинематических исследований позволяют предложить следующую группу условий, имеющих первостепенное значение для построения динамической модели эволюции Карельского массива.

1. Характер тектонического размещения палеопротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов связан с морфологией и пространственной позицией зон дислокаций, имеющих преимущественно сдвиговую кинематику. Накопление данных толщ контролировалось присдвиговыми структурами типа pull-apart, листрическими сбросо-сдвигами и зонами транстенсионной веерообразной виргации сдвиговых нарушений (см. рис. 4.28, 4.37, 4.38, 4.45). На ранних конседиментационных этапах карельского тектогенеза геодинамическая обстановка соответствовала режиму транстенсии: рассредоточенному растяжению (рассеянный рифтогенез) на фоне сдвиговых дислокаций. В дальнейшем имели место комбинированные сочетания транспрессионных и транстенсионных обстановок, из которых первые последовательно вытесняли последние по мере развития свекофеннских коллизионных процессов (см. рис. 4.37). В итоге многие палеопротерозойские рифтогенные бассейны испытали сплющивание и приобрели морфологию транспрессионных пальмовых структур (см. рис. 4.28, 4.41, 4.47, 4.57).

2. Палеопротерозойские тектониты Карельского массива рассредоточены в больших массивах пород и отражают объемный характер сдвиговых дислокаций. Ранние конседиментационные тектониты характеризуют режим хрупкого разрушения горных масс без значительных проявлений метаморфизма. Термодинамические параметры свекофеннских тектонитов в центральной части Карельского массива отвечают условиям зеленосланцевой фации метаморфизма и отражают процессы хрупкопластического сдвигового течения. Из этого следует, что в современном эрозионном срезе Карельского массива наблюдаются структурные ансамбли палеопротерозоя, формировавшиеся в малоглубинных условиях верхней коры.

3. Геолого-геофизические данные позволяют полагать, что наблюдаемые на дневной поверхности крутопадающие зоны сдвиговых дислокаций Карельского массива на уровне глубин 5–20 км листрически выполаживаются и сливаются с зонами субго-

ризонтального тектонического течения, охватывающими большие объемы пород среднекоровых масс (см. рис. 4.2, 4.39). В краевых частях Карельского массива наблюдается структурно-вещественная зональность, позволяющая реконструировать вертикальную колонну разноглубинных тектонических обстановок раннего палеопротерозоя (сверху вниз): рифтогенные бассейны, контролируемые листрическими сбросо-сдвигами; расслоенные верхнекоровые интрузии мафит-ультрамафитов; пологие зоны милонитизации и катаклаза; область среднекорового субгоризонтального пластического течения, насыщенная синкинематическими интрузиями чарнокитоидных гранитов и мафит-ультрамафитов (друзитов) (см. рис. 4.48). Глубинная часть разреза данной зональности представлена беломорскими гнейсами ковдозерского комплекса, слагающими западную «гнейсово-купольную» зону Беломорского пояса. В раннем палеопротерозое данные образования размещались на уровне средней коры и испытывали постепенную тектоническую эксгумацию в соответствии с моделью простого сдвига и механизмами формирования комплексов «метаморфических ядер» (см. рис. 4.45, 4.39).

4. На сейсмопрофилях МОВ ОГТ беломорские комплексы характеризуются сильно дифференцированным, но в целом интенсивным полем отражений, морфология которого хорошо согласуется с особенностями их тектоники. При этом беломориды образуют сейсмически обособленный слой, который прослеживается в область Карельского массива, и размещается здесь в интервале глубин от 5 до 20 км (см. рис. 4.2). Это хорошо согласуется с гравиметрическими данными (см. рис. 4.3, А). В пределах Беломорского пояса данный слой достигает эрозионной поверхности и испытывает существенное утолщение в результате тектонического скучивания и «внедрения» мигматит-гранитных куполов. Геолого-геофизические данные позволяют сопоставлять этот слой со среднекоровым уровнем палеопротерозойской коры. Подстилающие его нижнекоровые слои также прослеживаются в пределах всего Карельского массива и Беломорского пояса, что подчеркивает тектоническое единство данных провинций. Структурные особенности (наблюдаемые и сейсмические) среднекорового слоя отражают процессы субгоризонтального тектонического течения геомасс (см. рис. 4.2). Подошва этого слоя, расположенная на глубинах порядка 15–20 км, выступала в роли регионального срыва и контролировала развитие листрических нарушений. Характер изменения мощностей и структуры среднекорового слоя позволяет полагать, что общей тенденцией свойственных ему динамических процессов был отток геомасс из-под области Карельского массива и их комплементарное нагнетание в пределах Беломорского пояса. Субгоризонтальное течение в средней коре проявлялось на протяжении всего палеопротерозоя и контролировало процессы эволюции верхнекоровых структур, что было показано на примере тектонических ансамблей Онежского региона и Восточно-Карельской зоны (см. рис. 4.38, 4.45).

5. Общий характер расслоенности континентальной коры Карельского региона может быть рассмотрен в связи с вторичной термодинамической и, как следствие, реологической и тектонической расслоенностью палеопротерозойской коры. График зависимости прочности пород от глубины показывает, что на глубинах порядка 15 км отмечается зона «упрочнения» и перехода хрупких деформаций верхнекорового слоя в область пластического течения средней коры (см. рис. 4.45, Г). Вдоль таких переходов — аттракторов напряжений и волноводов — обычно развиваются срывы (detachment), ниже которых огромные массы пород теряют вязкость и текут [Леонов Ю., 1991, 1997, 2001; Chen, Molnar, 1983; Ivanov S., Ivanov K., 1993]. В случае Карельского массива зона «детачментов» рассредоточена и охватывает интервал глубин от 5 до 20 км, что в целом (с учетом уровня эрозионного среза 3–10(?) км) согласуется с фундаментальным свойством коры континентальных областей.

6. Карельский массив и Беломорско-Лапландский пояс представляют собой разноглубинные и дисгармонично построенные уровни корового слоя, составлявшие в палеопротерозое единую геодинамическую систему. Особенности палеопротерозойской эволюции первого из них отражают тектонические условия развития верхней коры. Доступные наблюдению тектонические ансамбли Беломорско-Лапландского пояса в соответствующий период времени развивались на уровне средней–нижней коры. По-видимому, они отражают ряд тектонических явлений, аналогичных процессам субгоризонтального течения в глубинных слоях коры Карельского массива. Действительно, в краевых частях последнего отмечается вертикальная структурно-вещественная зональность, отражающая динамическую связь разноглубинных тектонических обстановок. Другими словами, модель эволюции Карельского массива должна учитывать механизмы формирования глубинных структурных ансамблей Беломорско-Лапландского пояса (см. рис. 3.48–3.51).

7. В результате палеопротерозойского этапа развития Карельского массива оформились системы сдвиговых зон, образующих овально-концентрические пояса и диагональные к общему простиранию структур сдвиги (рис. 5.1, см. цв. вкл.). К первым из них относятся сдвиговые зоны Циркум-Карельского пояса, развитые по периферии рассматриваемого кратона, а также Центрально-Карельская зона. В роли диагональных структур выступают Койкарско-Выгозерская, Хаутоваарская и ряд других сдвиговых зон.

8. Удивительной особенностью системы овально-концентрических сдвиговых зон является выдержанный и устойчивый характер левосдвиговых перемещений, фиксируемых для ранней и наиболее тектонически интенсивной стадии свекофеннских преобразований (см. рис. 5.1). *Эту особенность можно объяснить процессами вращения по часовой стрелке крупных доменов, составляющих Карельский массив*. С таким дифференцированным вращением согласуется модель эволюции Центрально-Карельской зоны и сопряженной с ней Онежской депрессии (см. рис. 4.37). Развитие этого ансамбля структур было связано с поворотом по часовой стрелке Западно-Карельского домена, что в результате ножницеобразных перемещений обусловило интенсивное сплющивание и продольное выдавливание верхнекоровых геомасс к юго-востоку в сопряженную с моментом вращения область раскрытия и прогибания Онежской впадины. Признаком вращения карельских структур является также диагональное (субмеридиональное) простирание лопийских зеленокаменных поясов по отношению к общему удлинению Карельского массива и позиции обрамляющих его подвижных поясов (Свекофеннского и Беломорского), имеющих выдержанное северо-западное простирание (см. рис. 4.1). Этот феномен отражается также в том, что интенсивность поперечного сплющивания протерозойских структур вдоль восточного обрамления Карельского кратона постепенно снижается с северо-запада на юго-восток. Дискретный характер проявления деформаций в данном случае отражает ни что иное, как момент вращения крупных доменов центральных частей Карельского массива по часовой стрелке.

9. В процессе развития тектонических нарушений в палеопротерозое многие из них испытывали неоднократную смену знака перемещений: сбросы трансформировались в надвиги, левосторонние сдвиги перерождались в правосторонние. В большинстве случаев это связано со сменой режима транстенсии условиями транспрессии. Инверсия знака сдвиговых дислокаций особенно характерна для диагональных систем нарушений. Эту особенность можно объяснить процессами вращения крупных доменов, включавших в себя протяженные сегменты сдвиговых зон. При этом их положение по отношению к внешним полям напряжений менялось и происходила кинематическая инверсия.

10. Палеопротерозойские структурно-вещественные ансамбли Карельского массива отражают объемный характер сдвиговых дислокаций. Они имеют признаки проявления ротационной тектоники с дифференцированным вращением разноранговых структур, а также характеризуются существенным сплющиванием тектонических форм и развитием сопряженных сегментов продольного выжимания–нагнетания геомасс. В северной части массива в районе Кукасозерской дуги наблюдаются структуры, морфологически сходные с системами дислокаций зон поперечного выдвигания ороклинов. Все это свидетельствует о том, что в течение палеопротерозоя Карельский массив испытал существенные деформации, что необходимо учитывать при палеотектонических реконструкциях. Имеющиеся палеомагнитные сведения, оперирующие в настоящее время структурами в ранге всего Балтийского щита, не могут отразить столь «тонкой и дифференциально-подвижной тектоники». Поэтому геодинамические реконструкции должны опираться на данные структурно-кинематического анализа, позволяющие оценить характер прогрессивного развития деформаций и реконструировать из наблюдаемой конечной структуры исходную тектоническую модель.

11. Модель эволюции Карельского массива должна рассматривать фактор проявления ротационной тектоники с учетом так называемого «спин-эффекта» («spin» по: [Hanmer, Passchier, 1991]), характеризующего процессы разнорангового вращения структур. Например, наблюдаемые в обнажениях сдвиговые зоны высокого порядка с характерными для них мелкомасштабными структурами вращения часто испытывают вращательное движение, подчиненное сдвигам более высокого ранга, которые, в свою очередь, также вложены в иную динамическую систему. Для оценки общего вращения необходимо выбрать внешнюю систему координат Эйлера, привязанную к структурам со стационарной позицией. При этом выборе исследователь сталкивается со многими проблемами, так как в реальности ни одно геологическое тело не является неподвижным. В рассматриваемом случае в

условно стационарном положении можно рассматривать линию северо-западного простирания, соответствующую генерализованной позиции структур Беломорско-Лапландского пояса, ориентировка которых была выдержана в течение длительного интервала времени. В такой системе координат *кинематика Карельского массива в палеопротерозое может быть рассмотрена как эволюция системы сдвиговых зон, организованных* ***по принципу крупной вихревой мегаструктуры, отражающей дифференцированное, но согласованное вращение крупных доменов по часовой стрелке***. *Вращение развивалось за счет рассредоточенных сдвиговых дислокаций по системе сопряженных овально-концентрических и диагональных сдвиговых зон*.

5.3. Структурно-кинематическая модель

На основании структурно-кинематических данных, особенностей осадконакопления и магматизма была составлена динамическая модель эволюции Карельского массива в палеопротерозое (рис. 5.2, см. цв. вкл.). Она была построена в последовательности от современной структуры к древней, при этом в процессе построения снимались деформационные эффекты различных этапов. Однако логика изложения требует рассматривать ее в прямой исторической последовательности.

Поздний неоархей (2,7–2,5 млрд лет) (ребольский цикл). Особенности формирования архейских гранит-зеленокаменных ассоциаций Карельской провинции обсуждаются во многих работах, рассматривающих их как результат рифтогенных, субдукционно-аккреционных и более сложных комплексных тектонических процессов, в частности, явлений тессерообразования [Кожевников, 2000; Лобач-Жученко и др., 2000; Миллер, 1988; Минц, 1998; Ненахов, 2001; Шарков и др., 2000]. Эти аспекты остаются за рамками данного исследования, но следует отметить, что аккреционные механизмы формирования раннедокембрийской континентальной коры, связанные с взаимодействием миниплит, в настоящее время являются наиболее обоснованными. Характер современного положения лопийских зеленокаменных поясов, с учетом последующих тектонических перемещений и вращения крупных доменов Карельского массива, позволяет предположить, что к концу архея они имели преимущественно северо-западную ориентировку (в современных координатах) (см. рис. 5.2, А). Позиция этих зеленокаменных «швов» аккреционного происхождения была подчинена воздействию субдукционно-коллизионных процессов в пределах Беломорского пояса и Кольской гранулито-гнейсовой области, структурные ансамбли которых в общих чертах сохранили свое первоначальное простирание до настоящего времени. В результате поддвиго-надвиговых процессов и многократного сдваивания коры супракрустальные и инфракрустальные беломорские комплексы, наблюдаемые в современном эрозионном срезе, испытали погружение и оказались в глубинных условиях высокобарического метаморфизма [Глебовицкий и др., 1996; Миллер и др., 1995, 2002].

К концу архея Карельская гранит-зеленокаменная область представляла собой систему древнейших (Западно-Карельский, Водлозерский) и более молодых (Центрально-Карельский) доменов, построенных из мигматит-гранитных куполов и обрамляющих их зеленокаменных поясов, в целом вытянутых в северо-западном направлении (см. рис. 5.2, А). На позднеколлизионной стадии затухания процессов мигматизации и формирования куполов начали формироваться левосдвиговые зоны, магистрали которых приспосабливались к ослабленным в реологическом отношении зеленокаменным «швам» [Колодяжный, 1999б, 2002б]. В этих условиях крупные мигматит-гранитные купола испытывали фрагментацию на ряд более мелких купольно-линзовых структур. Результатом коллизионных преобразований ребольского цикла явилось формирование континентальной коры Карельской гранит-зеленокаменной области, которая вместе с Кольской провинцией входила в состав суперконтинента Пангеи-0, преобладающую часть которого составляли архейские комплексы Северо-Американского кратона [Минц и др., 1996; Рундквист и др., 1999].

Сумий–сариолий (2,5–2,3 млрд лет) (селецкий цикл). Начало протерозоя в регионе ознаменовалось широким проявлением бимодального вулканизма сумийского времени, развитием даек, становлением расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий и массивов гранитов в условиях верхней части континентальной коры. Магматическая активность проявлялась в условиях транстенсии (сдвига и рассеянного рифтогенеза) и контролировалась разрывами, которые заложились в конце ребольского цикла (см. рис. 5.2, Б). Отмечается довольно короткий промежуток времени (2,45–2,44 млрд лет) проявления максимального по интенсивности

магматизма. Явлениям магматической активизации предшествовал достаточно длительный период покоя, в процессе которого гранит-зеленокаменные ассоциации архейского фундамента были подвержены размыву и «запечатаны» образованиями высокозрелой коры выветривания [Коросов, 1991]. Излияние кислых и андезитобазальтовых лав сумия чередовалось с периодами накопления зрелых терригенных осадков.

Накопление вулканогенно-осадочных комплексов происходило преимущественно в изолированных грабенообразных впадинах. Их размещение контролировалось зонами дислокаций, имевших левосдвиговую и сбросовую кинематику (см. рис. 5.2, Б). Разрывные нарушения обычно были выражены крутыми уступами, в подножиях которых накапливались глыбовые конгломераты и микститоподобные образования, развитые в виде линз в различных частях разреза сумийско-сариолийских толщ. Грабенообразные впадины имели различную тектоническую природу. В одних случаях они были представлены присдвиговыми структурами типа pull-apart, в других — их развитие контролировали листрические сбросо-сдвиги. Тектонические депрессии часто имели сложную морфологию и были осложнены процессами формирования конседиментационных куполообразных структур и внутрибассейновых поднятий, свидетельствующих, судя по данным тектонофизического моделирования (см. рис. 4.33, 4.34), о существовании зон пластического течения в подстилающих кристаллических комплексах.

Вдоль восточной окраины Карельского массива формирование рифтогенных впадин было связано с развитием листрических сбросов. Они составляли динамическую систему, развивавшуюся по модели простого сдвига. Классическим тектонотипом данной обстановки является провинция Бассейнов и Хребтов Северо-Американских Кордильер [Lister, Davis, 1989; Wernicke, 1985]. Сбросовые перемещения в верхней коре были сопряжены с процессами глубинного горизонтального течения на уровне средней коры, а также с развитием комплекса «метаморфических ядер» в западной части Беломорского пояса (см. рис. 5.2, Б; 4.45). Доступные в современном срезе структурные ансамбли беломорид, отражающие явления глубинного тектогенеза селецкого цикла, позволяют реконструировать кинематическую обстановку средних уровней коры. Здесь формировались системы пологих сбросов и зон пластического течения, на фоне чего происходило внедрение «распыленных» по разрезу мелких интрузий друзитов и гранитов, кристаллизовавшихся на глубинах более 20 км. Магматическое размещение интрузий часто контролировалось структурами замкового отслаивания и пологими сбросами. Направления тектонического транспорта обозначились в системах селецких складок продольного течения с характерной линейностью растяжения типа «В». Данные пликативные структуры, представляющие собой своеобразные «струйчатые потоки» глубинного течения, изначально имели преимущественно север–северо-восточное простирание. Именно такое направление течения среднекоровых масс наилучшим образом согласуется с режимом левосдвиговой транстенсии и рассеянного рифтогенеза верхнекорового слоя Карельского массива (см. рис. 5.2, Б). Можно полагать, что динамические особенности развития карельских структур отражали характер глубинных тектонических потоков.

С началом протерозоя начали проявляться ротационные эффекты, связанные с дифференцированным, но согласованным вращением по часовой стрелке крупных доменов Карельского массива, включавших в себя отдельные сегменты сдвиговых зон. Этот феномен проявлялся на протяжении всего палеопротерозоя с особо высокой интенсивностью в свекофеннское время. Такое вращение позволяет предполагать, что некоторые сегменты ранних сдвигов в результате разворота крупных доменов по часовой стрелке переориентировались в иную позицию, тогда как вдоль главного (северо-западного в современных координатах) структурообразующего направления закладывались новые системы сдвиговых дислокаций. В сумии–сариолии слабое вращение Западно-Карельского домена по часовой стрелке контролировало за счет ножницеобразных перемещений раскрытие транстенсионного веера южной части Центрально-Карельской зоны сдвига (см. рис. 5.2, Б). Аналогичное вращение можно предположить для Водлозерского домена, с чем было связано формирование протяженной вулканической депрессии Ветренного пояса, постепенно расширявшейся в юго-восточном направлении. Проявление такого вращения верхнекоровых структур дает возможность предполагать некоторое соответствие в организации глубинных тектонических потоков среднекоровых уровней Карельского массива. Возможно, что они имели спиралевидную конфигурацию и отражали вихревое неравномерное течение геомасс в субгоризонтальной плоскости.

Большинство исследователей рассматривают сумийско-сариолийский этап в связи с рифтоген-

ным режимом развития территории, связанным с формированием мантийных плюмов [Коросов, 1991; Сыстра, 1991; Рыбаков и др., 2000; Терехов, 2003; Шарков, 1984; Шарков и др., 2000; Amelin et al., 1995; Vogel et al., 1998]. Эти представления хорошо согласуются с рассматриваемой кинематической моделью и могут быть уточнены следующими положениями. *Рифтогенез селецкого цикла имел рассеянный характер и был связан с режимом левосдвиговой транстенсии и проявлением пока еще слабо выраженных процессов вращения крупных доменов Карельского массива по часовой стрелке. Сбросо-сдвиговая тектоника верхней коры данного кратона сочеталась с процессами глубинного горизонтального течения в средне-нижнекоровых уровнях*.

Ятулий (2,3–2,1 млрд лет). Палеогеографические реконструкции, отражающие морфологию ятулийских бассейнов Карельского массива, основаны на опубликованных материалах литостратиграфических и палеогеографических исследований [Светов, 1979; Соколов и др., 1970; Негруца, 1963, 1984; Харитонов, 1963; Melezhik et al., 1997; Strand, Laajoki, 1999]. На предлагаемых схемах, суммирующих в упрощенном виде результаты этих работ, конфигурация и позиция бассейнов отражена с учетом последующего изменения их первичного положения, прежде всего, в результате вращения структур по часовой стрелке (см. рис. 5.2, В–Е).

Ятулийские отложения с несогласием перекрыли и «запечатали» сумийско-сариолийские рифтогенные впадины. При наличии четко выраженных угловых несогласий в основании ятулийских толщ признаков проявления доятулийских складчатых структур в толщах сумия–сариолия не наблюдается. Это подтверждает вывод о локальном характере рифтогенных впадин сумийско-сариолийского времени.

В раннем и среднем ятулии значительная часть Карельского массива представляла собой внутриконтинентальный мелководный бассейн, в пределах которого накапливались терригенные осадки протоплатформенного чехла и происходило периодическое излияние трапповых базальтов. Форма осадочного бассейна в этот период времени несколько менялась, но в целом область осадконакопления занимала устойчивую позицию (см. рис. 5.2, В–Д). Отложения нижнего и среднего ятулия характеризуются высокой степенью перемыва обломочного материала. Широкое распространение косослойчатых текстур волноприбойного, дельтового и аллювиального типов, знаков ряби, следов капель дождя и трещин усыхания свидетельствует о мелководном характере бассейна и локальном проявлении периодов его частичного осушения. Отсутствие грубообломочных фаций типа фангломератов и признаков лавинной седиментации указывает на относительно спокойный тектонический режим осадконакопления. Однако имеются признаки формирования пологих конседиментационных складок, выраженных в изменениях мощностей осадочных толщ и связанных с малоамплитудными блоковыми перемещениями [Войтович, 1971; Соколов и др., 1970; Кратц, 1963].

Вулканогенные образования ятулия представлены преимущественно толеитовыми базальтами, образовавшимися при декомпрессионном плавлении истощенной мантии и кислой коры [Терехов, 2003]. Они формировались во внутриконтинентальной платформенной обстановке и относятся к типу платобазальтовых трапповых вулканитов [Светов, 1979; Негруца, 1984; Шарков, 1984; Шарков и др., 2000]. Подводящие каналы ятулийских вулканитов (силлы, некки, дайки) пронизывали подстилающие толщи протерозоя и комплексы архейского фундамента. Извержение лав контролировалось вулканами трещинного типа и происходило в условиях мелководных бассейнов, либо в области суши [Светов, 1979]. Фазы проявления вулканизма в раннем и среднем ятулии, как следует из данных С.А. Светова [1979] и С.Д. Соколова с соавторами [Соколов и др., 1970], не имели площадного развития, а были локализованы в определенных структурных позициях.

Одна из областей наиболее интенсивного вулканизма, реконструированная на основании анализа мощностей лавовых потоков, размещалась в области транстенсионного веера южной части Центрально-Карельской зоны сдвига (см. рис. 5.2, Г, Д). Форма этого магматического «узла» в плане напоминает треугольник, который идеально вписывается в систему виргации сдвиговых зон. Это позволяет предполагать, что развитие вулканической депрессии (плато) контролировалось транстенсионными условиями в области диссипации и веерного разветвления сдвиговой зоны. Концентрированное проявление процессов деструкции и растяжения коры в этой области было обусловлено вращением по часовой стрелке Западно-Карельского домена, что способствовало развитию ножницеобразных перемещений и соответствующему веерному раскрытию Сегозерско-Онежского бассейна (см. рис. 5.2, Г, Д). Аналогичные механизмы, возможно, имели место в районе Куолоярвинской струк-

туры и в пределах Ветреного пояса. В восточной частях Карельского массива формирование ятулийских вулканитов было связано с активизацией листрических сбросов сумийско-сариолийского этапа. Об этом свидетельствует тот факт, что ятулийские дайки габбро-долеритов залечивают данные нарушения и испытывают существенные деформации в связи с последующей активностью разломов.

В позднем ятулии (...–2,1 млрд лет) на большей части территории Карельского массива отмечается регрессивная обстановка. Осадконакопление продолжалось в локальных остаточных бассейнах и вдоль западной пассивной окраины кратона (см. рис. 5.2, Е). На юге рассматриваемой области обособливается Онежский бассейн с мелководным карбонатно-терригенным осадконакоплением, на фоне которого проявлялась слабая вулканическая активность и развивались постройки строматолитов. Предполагаемая кинематическая ситуация была во многом сходна с предшествующей. Ротационные эффекты способствовали дальнейшему развитию транстенсионного веера, контролировавшего Онежскую впадину. Однако при этом в процессах ее тектонического прогибания начали играть важную роль пологие ступенчатые сбросы, вдоль которых внедрялись силлообразные тела габбро-долеритов (см. рис. 4.38, Б). Сбросы имели дилатансионную природу, что способствовало перемещению расплавов вдоль разрывов. Интенсивный силлогенез в области Онежской депрессии проявлялся и в дальнейшем и был связан с развитием пологих сбросов, контролировавших миграцию данного бассейна в южном направлении.

В рассмотренной выше модели эволюции Беломорско-Лапландского пояса было предположено, что в описываемый период времени в системе палеопротерозойских вулканогенно-осадочных поясов — Танаэлв-Кандалакшском и Имандра-Варзугском — начали проявляться поддвиго-надвиговые и субдукционные процессы (см. рис. 3.51, Д). В пределах пояса Имандра–Варзуга имела место ограниченная субдукция океанической коры [Минц и др., 1996] и островодужных комплексов, а рифтогенные образования Танаэлв-Кандалакшского пояса испытывали внутриконтинентальное пододвигание и погружение до уровня нижней коры. Процессы поддвига в этих двух поясах развивались во встречном направлении, что впоследствии привело к ситуации «замковой субдукции» и выдавливанию гранулитовых комплексов на поверхность в виде Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии (см. рис. 5.2, Е–К; 3.51, Е–К). Скорее всего, эта обстановка скучивания и поддвигания коровых масс была динамически сопряжена с процессами глубинного тектонического течения в Карельской и Беломорской провинциях. Данная геодинамическая ситуация развивалась достаточно длительное время — вплоть до начала свекофеннского цикла.

Людиковий (2,1–1,95 млрд лет). К началу людиковия осадочные бассейны большей части Карельского массива испытали инверсию. Осадконакопление продолжалось в Онежском и Куолоярвинском бассейнах, где накапливались шунгитовые сланцы и карбонатно-терригенные осадки с подчиненными потоками базальтов и их туфов. Во второй половине людиковия (2,05–1,95 млрд лет) отмечается структурно локализованная, но высокая магматическая активность, связанная с формированием астеносферных мантийных диапиров [Куликов и др., 1999; Пухтель и др., 1995; Puchtel et al., 1999]. Происходит внедрение силлов и излияние пикробазальтов, сформировавших вулканические плато в пределах Онежского и Куолоярвинского бассейнов (см. рис. 5.2, Ж). Как было показано ранее на примере Онежской впадины, на этом этапе в связи с локальным воздействием мантийного диапира начали развиваться процессы глубинного горизонтального течения, обусловившие отток геомасс из-под области депрессии к ее бортам. В результате этого формировались «слепые» надвиги глубинных горизонтов коры и зоны нагнетания–воздымания в обрамлении мульды. В верхнекоровых уровнях комплементарно с этим процессом в обстановке растяжения развивались пологие дилатансионные сбросы и зоны транстенсии — подводящие каналы пикробазальтовых эффузивов (см. рис. 4.38, В). Отток глубинных геомасс к краям депрессии и смещение верхних пластин коры в южном направлении по системе пологих сбросов контролировали юго-направленную миграцию Онежского бассейна согласно принципам механизма простого сдвига. Однако в пределах верхней коры Карельского массива в позднем людиковии действовали и другие механизмы структурообразования, связанные со сдвиговой тектоникой.

Синхронно с излиянием лав пикробазальтов Онежской впадины северные сегменты Центрально-Карельской зоны находились в условиях левосдвиговой транспрессии, что фиксируется характерными тектонитами с Rb-Sr изохронным возрастом 2010±80 млн лет. Транспрессионная область постепенно мигрировала в южных румбах, что обеспечивало инверсию областей осадконакопления и соответствующий «откат» Онежского бассейна, кото-

рый размещался в области транстенсионного веера Центрально-Карельской зоны (см. рис. 5.2, Ж). Таким образом, на фоне левосдвиговых перемещений по простиранию Центрально-Карельской зоны комплементарно сосуществовали обстановки транспрессии и транстенсии, а соответствующие им области, охваченные инверсией, либо, наоборот, тектоническим прогибанием, испытывали сопряженную миграцию в южных румбах. Эти динамические особенности можно объяснить вращением по часовой стрелке Западно-Карельского домена, что оказывало «ротационно-инденторное» воздействие на ансамбль структур Центрально-Карельской зоны и Онежской депрессии. Сдвиговые системы Северо-Карельской дуги также релаксировали этот момент вращения и были сопряжены с системой пологих сбросов восточного борта Куолоярвинского прогиба.

В позднем людиковии высокая тектоническая активность отмечается в западном обрамлении Карельского массива (см. рис. 5.2, Ж). В пределах пояса Кайнуу процессы деструкции континентальной коры привели к ее локальному разрыву и образованию микроокеанического бассейна, следы которого представлены офиолитовой ассоциацией Иормуа (1,96 млрд лет [Kontinen, 1987]). К западу от этой области окраина Карельского массива обрамлялась Свекофеннским океаническим бассейном, в пределах которого формировались комплексы островных дуг и задуговых бассейнов [Gaal, Gorbatchev, 1987; Gorbatchev, Bogdanova, 1993; Nironen, 1997]. О характере процессов субдукции и направлениях погружения океанических плит единое мнение отсутствует [Глубинное строение..., 2004; Рундквист и др., 1999; Nironen, 1997].

На рубеже людиковия и калевия, по-видимому, начались процессы постепенной эксгумации гранулитовых комплексов Лапландского и Колвицко-Умбинского поясов. Об этом свидетельствуют радиоизотопные датировки (1,95–1,92 млрд лет) ранних стадий гранулитового метаморфизма, имевшего общую регрессивную направленность [Минц и др., 1996]. В пределах рассматриваемого района восходящие движения глубинных гранулитовых комплексов были связаны с их выдавливанием из зоны «замковой субдукции» в виде субгоризонтальной Колвицко-Умбинской протрузии (см. рис. 5.2, Ж).

Калевий–вепсий (1,95–1,65 млрд лет) (свекофеннский коллизионный цикл). Период накопления флишоидных и молассоидных осадков калевия–вепсия совпал по времени с коллизионными событиями свекофеннского цикла, о чем свидетельствуют многочисленные K-Ar и Rb-Sr радиоизотопные датировки свекофеннских тектонитов [Корреляция..., 1987; Кратц, 1963; Сыстра, 1991]. Интенсивность тектонических преобразований на этом этапе резко увеличилась, и практически весь Карело-Кольский регион был охвачен процессами внутриплитной коллизии. В отличие от межплитных коллизионных явлений, в данном случае не имели место столкновения крупных континентальных плит и закрытия обширных океанических бассейнов. Коллизионные процессы были рассредоточены на огромной территории и проявлялись в форме транспрессионного раздавливания внутриконтинентальных рифтогенных бассейнов (например, Восточно- и Северо-Карельский) и микроокеанических структур (Печенга–Имандра-Варзуга, Кайнуу). Эти события были обусловлены внешним коллизионным воздействием, в частности, связанным с аккрецией и надвиганием свекофеннских островодужных террейнов на западную окраину Карельского кратона. Вместе с тем, хотя и объемный, но неравномерный характер деформаций во внутренних областях континентальной области позволяет поставить вопрос: каким образом передавались напряжения на обширные территории так, что среди верхнекоровых структурных ансамблей сохранились практически недеформированные фрагменты протерозойского чехла?

В районе Онежской и Сегозерской мульд деформации проявлялись вдоль сдвиговых зон, между которыми сохранились практически недислоцированные толщи. На примере Онежской структуры и соответствующих моделей было показано, что эти явления наилучшим образом объясняются процессами субгоризонтального течения пластичных горизонтов, которые являются «аттракторами и проводниками» деформационных процессов (см. рис. 4.38, 4.32–4.34). Такими горизонтами являлись отдельные толщи палеопротерозоя, но в общекоровом масштабе в качестве главного концентратора деформаций может рассматриваться слой средней (возможно, и нижней) коры Карельского массива. Процессы субгоризонтального течения в его пределах контролировали системы листрических разрывов, пронизывающих верхнюю кору и толщи протерозоя, и образующих на поверхности транспрессионные пальмовые структуры. При этом, как это видно на сейсмопрофилях, данный слой (2) и сам испытывал существенные внутренние деформации в виде глубинных надвигов и дуплексов, структур сшивания и нагнетания, пережима и раздува (см. рис. 4.2). В пределах Беломорско-Лаплан-

дского пояса этот слой в результате коллизионных процессов испытал существенное скучивание (сдваивание) и тектоническую эксгумацию.

На ранних этапах свекофеннских преобразований транспрессионная обстановка в пределах Карельского массива сочеталась с локальной трансстенсией и формированием прогибов. В калевии осадконакопление было локализовано в пределах Онежского бассейна, где накапливались преимущественно молассоидные осадки, и вдоль западной окраины Карельского массива, в области которой отлагались мощные флишевые толщи ладожской серии (см. рис. 5.2, З). Согласно петрохимическим и радиоизотопным данным, источником обломочного материала ладожской толщи являлись архейские и протерозойские комплексы Карельского массива: коры выветривания, сформированные по архейским породам; слабо выветрелые архейские гранитоиды; переотложенные осадки; ятулийские вулканические и субвулканические образования [Lahtinen, 2000]. Это свидетельствует о том, что область развития карелид, превратившись в устойчивую область сноса, была охвачена суборогеническими процессами и подвержена неравномерному размыву.

Онежский бассейн по-прежнему испытывал миграцию к югу. В область осадконакопления поступали обломки людиковийских шунгитовых сланцев из северной части прогиба, испытавшей инверсию и воздымание. Сопряженная миграция бассейна и области транспрессии–инверсии отчасти контролировалась «ротационно-инденторным» механизмом, связанным с вращением Западно-Карельского домена (см. рис. 5.2, З, И). На этом этапе и в последующее вепсийское время развитие Онежской депрессии также было связано с особенностями эволюции пологих сбросов и оттоком среднекоровых масс к бортам впадины (см. рис. 4.38, Г–Е). В ее обрамлении формировались системы куполообразных поднятий, в основании которых развивались надвиговые дуплексы и антиформы нагнетания глубинных горизонтов коры. Причиной развития среднекоровых «потоков», возможно, являлись остывающий людиковийский мантийный диапир и связанные с ним флюидно-термальные потоки, ответственные за формирование свекофеннских метасоматитов и руд Онежской структуры. Вероятной представляется возможность активизации пластифицированных масс и всей системы глубинных надвигов в результате интенсивного воздействия поддвиго-надвиговых процессов со стороны Свекофеннского аккреционно-коллизионного орогена.

Поверхности ранних сбросов в северной части Онежской мульды последовательно отмирали и испытывали деформации. Южнее зарождались новые пологие системы сбрасывания и соответствующие им бассейны молассоидных и красноцветных осадков, которых постигала участь предшественников в процессе латерального наращивания веера сдвигов и области инверсии (см. рис. 5.2, И, К). Такого рода явления, отражающие развитие сдвигов и сопряженных систем «сбрасывания и сбрасывания», характерны для многих зон дислокаций с латерально-продольным течением геомасс [Frisch et al., 2000; Mancktelow, Pavlis, 1994]. В рассматриваемом случае процессы латеральной экструзии развивались по простиранию Центрально-Карельской зоны и были связаны с «ротационно-инденторным» воздействием Западно-Карельского домена. В соответствии с моментом его вращения происходило выдавливание геомасс из северных сегментов данной зоны в юго-восточном направлении к области раскрытия декомпрессионного веера сдвигов, пронизывающих Онежскую структуру (см. рис. 5.2, И, К). Эволюция системы веерных сдвигов вместе с процессами горизонтального течения пластичных горизонтов в разрезе и в основании палеопротерозойских комплексов обеспечивали условия для формирования гребневидных диапироподобных складок (см. рис. 4.38, Е).

При развитии пологих сбросов в области Онежской структуры верхние пластины коры смещались к югу сопряженно с правосдвиговыми дислокациями в Койкарско-Выгозерской зоне. Данная зона сдвига в ранние периоды своего развития имела северо-западное (в современных координатах) простирание и характеризовалась левосторонними перемещениями, но на протяжении палеопротерозоя она испытала инверсию знака сдвиговых смещений. Этот факт хорошо согласуется с механизмом вращения обширного массива пород, включающего в себя протяженный сегмент данной зоны. В конечном итоге она заняла субмеридиональную позицию, благоприятную для правых сдвигов, и на протяжении всего свекофеннского цикла комплементарно сочеталась с перемещениями вдоль пологих сбросов Онежской депрессии (см. рис. 5.2, З–К). Аналогичные явления инверсии знака сдвиговых перемещений были характерны и для других субмеридиональных сдвиговых зон. Весьма существенно, что данные диагональные сдвиги часто наследовали лопийские зеленокаменные «швы» и соответственно испытали дифференцированное вращение вместе с ними.

По мере развития коллизионных процессов в центральных, но главным образом в краевых частях Карельского массива проявилась тектонометаморфическая ремобилизация, связанная преимущественно с режимом левосдвиговой транспрессии. При этом породы архейского фундамента и палеопротерозойского чехла отличались высокой тектонической подвижностью в условиях пластических и хрупкопластических деформаций. Во всех комплексах пород продолжали развиваться зоны сдвигов, кулисные эшелоны диагональных складок и купольно-сдвиговых структур, системы сдвиговых дуплексов и структуры вращения разноранговых тектонических линз. Протерозойские рифтогенные бассейны в зонах транспрессионных сдвигов испытали сильное сплющивание и трансформацию в «пальмовые» структурны с косым выдавливанием геомасс в борта сдвиговых зон в виде локальных тектонических покровов (см. рис. 4.45, В; 4.57, Б).

Особо высокую интенсивность свекофеннские структурно-вещественные преобразования имели в краевых частях Карельского массива. В этой области зоны сдвиговых дислокаций составляли гигантский линейно-дугообразный Циркум-Карельский пояс, в состав которого входили Восточно- и Северо-Карельская зоны сдвига, а также системы сдвигов западного фланга массива (см. рис. 5.2, З–К). Объемные сдвиговые дислокации в пределах пояса контролировали развитие крупных пальмовых структур и связанных с ними покровно-складчатых ансамблей, разноранговых колчановидных и диагональных складок, интерференционных и ротационных тектонических форм. Вследствие высокой ремобилизации и пластификации пород фундамента, а также проявления локальных покровов, нарушивших гравитационное равновесие геомасс, имело место формирование реоморфических куполов и кристаллических протрузий присдвигового происхождения (см. рис. 4.48, 4.57, Б).

Синхронно сдвиговым дислокациям в пределах Циркум-Карельского пояса проявился зональный динамотермальный метаморфизм. Он по многим параметрам отличался от «незонального» метаморфизма беломорид и от локальных низкотемпературных преобразований центральных частей Карельского массива. Метаморфизм развивался в процессе складчатости без существенного погружения палеопротерозойских толщ, которое можно было бы ожидать в результате сдваивания коры. Это следует из того, что в современной структуре изограды метаморфизма имеют согласно секущий характер по отношению к стратиграфическим поверхностям, а также наблюдаются резко неравновесные по P-T параметрам метаморфизма объемы пород, составляющие единые геологические тела (см. рис. 4.50). Как показывает опыт геологических исследований, нарушения метаморфической зональности и ее мозаично-петельчатый характер наилучшим образом объясняются факторами деформации и флюидной проницаемости горных масс в зонах вязких нарушений [Добрецов и др., 1970; Леонов, Колодяжный, Соловьев, 1995; Колодяжный, 1996].

Судя по характеру асимметричной метаморфической зональности Циркум-Карельского пояса, фронт флюидно-термального потока распространялся из областей подвижных поясов, обрамляющих карелиды. Существенное утонение верхней коры окраин Карельского массива, а также термическое экранирование и концентрация флюидов в подошве проточехла наилучшим образом объясняют характер проявления высокоградиентно-зонального метаморфизма, развивавшегося под контролем сдвигового тектонического течения. Вверх по восстанию транспрессионных пальмовых структур в сегментах их раскрытия, согласно законам гидродинамики, должно было иметь место снижение скоростей перемещения флюидов и резкое повышение флюидного давления, ответственного за высокобарические минеральные преобразования. Динамотермальный метаморфизм тесным образом сочетался с процессами гранитизации и щелочно-кремнистого метасоматоза, охватившими реоморфизованные архейские породы фундамента и образования палеопротерозойского чехла. В результате в области Циркум-Карельского сдвигового пояса произошло вертикальное наращивание гранитно-метаморфического слоя, что отражает явления внутриплитной (вертикальной) аккреции консолидированной коры [Колодяжный, 1998, 1999а; Леонов и др., 2000].

В кинематическом отношении ранние тектонические события свекофеннского цикла (1,95–1,85 млрд лет) в пределах всего Циркум-Карельского пояса происходили в условиях левосдвиговой транспрессии. Проявление единообразных левосторонних перемещений вдоль гигантской линейно-дугообразной (овальной) системы сдвиговых зон отражало дифференцированное вращение по часовой стрелке крупных доменов, составлявших центральные области Карельского массива (см. рис. 5.2, З, И). Вращение Западно-Карельского и Водлозерского доменов и более мелких массивов пород обусловливало проявление в зонах сдвига эффектов продольного выжимания–нагнетания горных масс, релаксирующих ножницеобразные перемещения.

На более поздних стадиях свекофеннского цикла конфигурация и кинематика сдвиговых зон усложнилась за счет дифференцированных перемещений различных блоков (см. рис. 5.2, К). На этом этапе Западно-Карельский домен испытал общее расплющивание и удлинение по линии север–юг. В связи с этими перемещениями сформировались Кукасозерская дуга Северо-Карельской зоны, дугообразные сдвиги к востоку от Онежской мульды, а также ряд более мелких структур поперечного выдвигания. Многие зоны сдвигов испытали инверсию знака перемещений. В целом динамическая ситуация носила коллажно-блоковый характер. Однако структурообразующее значение этой стадии было не столь велико в сравнении с предшествующим этапом свекофеннского тектогенеза. Бассейновая обстановка в этот период времени сохранялась лишь на юге Карельского массива (Западно-Онежская мульда), где накапливались красноцветные терригенные осадки вепсия. Данные отложения, верхний возрастной предел которых оценивается в 1,65 млрд лет, «запечатали» крутопадающие зоны сдвиговых дислокаций, обозначив рубеж завершения интенсивного свекофеннского тектогенеза. Однако в этих осадках имеются признаки слабого проявления пологих и субслойных нарушений, их толща расслаивается единичными силлами долеритов. Это позволяет предполагать, что формирование молассоидного бассейна контролировалось пологими сбросами.

В целом свекофеннский этап развития Карельского массива был во многом связан с акреционно-коллизионными процессами на границе со Свекофеннской океанической областью и «эксгумационно-коллизионными» внутриплитными событиями Беломорско-Лапландского пояса. В области свекофеннид в период времени 1,9–1,87 млрд лет имела место высокая магматическая активность, связанная с субдукционно-островодужной обстановкой. Одновременно вдоль шовной зоны Ладога-Раахе островодужные террейны и образования континентальной окраины взаимодействовали в условиях косой коллизии — левосдвиговой транспрессии и надвигания свекофеннид в область карелид (см. рис. 5.2, З, И). Синхронно этим событиям в пределах Беломорско-Лапландского пояса развивалась обстановка внутриплитной коллизии, ключевым моментом которой являлась ситуация «замковой субдукции» в основании корового слоя (см. рис. 3.51, Ж–К).

В результате транспрессионного выдавливания геомасс сформировалась Колвицко-Умбинская горизонтальная протрузия, развитие которой обеспечило выведение в верхние уровни коры глубинных высокобарических комплексов (см. рис. 5.2, З–К). Развитие протрузии происходило в результате тектонического телескопирования и выдвигания тектонических пластин в аномальной последовательности — от верхних покровов к нижним, — что обеспечивало весьма важный для процессов тектонической эксгумации «бимодальный надвиго-сбросовый» кинематический эффект (см. рис. 3.50; 3.51, И, К). В целом свекофеннские структурные ансамбли Беломорско-Лапландского пояса отражали ламинарно-вихревой характер тектонического течения. Латерально-продольные перемещения в форме горизонтальной протрузии сопровождались сопряженным формированием систем телескопического нагнетания и развитием крупных вихревых структур (см. рис. 5.2, З–К). Есть все основания рассматривать данные формы тектогенеза как отражение процессов глубинного тектонического течения, имевшего аналоги и в нижних уровнях коры Карельского массива. Подтверждением тому могут быть глубинные надвиги и зоны нагнетания в основании и обрамлении Онежской структуры (см. рис. 4.38), а также сейсмические разрезы, позволяющие прослеживать «беломорские тектонические формы» в среднекоровый слой Карельского кратона (см. рис. 4.2, 4.39).

* * *

Все эти сведения позволяют полагать, что Карельский массив и обрамляющие его пояса составляли в палеопротерозое единую геодинамическую систему. Важным фактором ее развития являлись процессы субгоризонтального тектонического течения геомасс в нижне-среднекоровых слоях, которые контролировали структурно-вещественные преобразования в верхней коре. В раннем палеопротерозое, вплоть до начала свекофеннской коллизии, структурные ансамбли верхней коры Карельского массива развивались в условиях транстенсии. Это позволяет полагать, что на более нижних уровнях корового слоя имел место отток пластичных масс из области данного кратона к его периферии. В результате этого в пределах Беломорско-Лапландского пояса могла проявиться обстановка «сгружения» избыточного материала, что, видимо, и способствовало развитию ситуации внутриплитной «замковой субдукции». Последующие коллизионные события свекофеннского времени выступали в роли факто-

ра высшего порядка, предопределившего общий режим сжатия в пределах всей Карело-Кольской провинции. При этом, как было показано выше, концентратором деформаций являлся среднекоровый (возможно, и нижнекоровый) слой. Процессы субгоризонтального течения в его пределах контролировали развитие верхнекоровых структур Карельского массива. В области Беломорско-Лапландского пояса данный слой в результате коллизионного нагнетания и скучивания испытал тектоническую эксгумацию в процессе развития Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии. Общее тектоническое течение в пределах данного слоя должно было иметь ламинарно-вихревой характер. В противном случае, при линейном способе организации тектонических потоков, структурные ансамбли верхней коры имели бы преимущественно содвиговую или раздвиговую составляющую перемещений, а сдвиговые и ротационные эффекты были бы редуцированы. Структуры ламинарно-вихревого тектонического течения доступны наблюдениям в области Беломорско-Лапландского пояса. Вполне возможно, что их аналоги существуют в глубинных слоях коры Карельского массива.

5.4. Механизмы тектогенеза (обсуждение и гипотезы)

Многие факты указывают на то, что Карельский кратон и Беломорско-Лапландский внутриплитный коллизионный пояс представляли собой в палеопротерозое единую геодинамическую систему. На примере ряда структурных зон было показано, что в течение всего палеопротерозоя на уровне средней (и нижней?) коры данной области развивались процессы ламинарно-вихревого течения геомасс в горизонтальной плоскости. В целом имел место отток пластичных глубинных геомасс из-под области развития карелид, что предопределило комплементарные процессы их сгружения в Беломорско-Лапландском поясе. Однако возможность спонтанного и независимого проявления глубинного горизонтального течения в нижне-среднекоровых слоях вызывает много сомнений. Требуются энергетические и кинетические факторы способные запустить в действие механизмы корового тектогенеза в масштабе, сопоставимом с латеральными размерами Карельского массива и областями его обрамления. В этом отношении можно обсудить несколько гипотез.

Механизмы плюмовой тектоники, отражающие воздействие мантийных тепломассопотоков на кратонизированную область, рассматривались во многих работах [Морозов, 2002; Терехов, 2003; Шарков и др., 2000; и др.]. Имеется немало петрологических, общегеологических и структурных данных, подтверждающих данные модельные построения [Куликов и др., 1999; Пухтель и др., 1995; Рыбаков и др., 2000; Слабунов и др., 2001; Терехов, 2003; Шарков и др., 2000; Puchtel et al., 1999; Amelin et al, 1995; Vogel et al., 1998]. Однако в оценке роли и характера проявления плюмов (мантийных диапиров) имеются некоторые расхождения. В одних вариантах предполагается, что апикальная часть крупного астеносферного диапира проецировалась на область Карельского массива [Морозов, 2002б; Шарков и др., 2000; Куликов и др., 1999], в других — находят обоснование локальные плюмовые механизмы, оказывавшие концентрированное воздействие на Беломорский пояс [Рыбаков и др., 2000; Слабунов и др., 2001; Терехов, 2003; Lobach-Zhuchenko et al., 1998].

Результаты структурно-кинематического анализа показывают, что верхнекоровый слой Карельского массива пассивно реагировал на явления субгоризонтального глубинного течения в форме развития сдвигов и листрических сбросов, контролировавших рифтогенные бассейны и различные, в том числе, ротационные структурные эффекты. В упрощенном виде главные структурные элементы и особенности кинематики Карельского массива в процессе свекофеннского цикла отражены на диаграмме (рис. 5.3, А).

Данная система дислокаций в целом может быть рассмотрена как результат эволюции системы сдвиговых зон, организованных по принципу ***крупной вихревой мегаструктуры, отражающей дифференцированное вращение разноранговых доменов по часовой стрелке.*** *Ротационные эффекты проявились в ножницеобразных перемещениях, обусловивших развитие комплементарных структур продольного выжимания и нагнетания, но, прежде всего, за счет левосдвиговых дислокаций по системе овально-концентрических транспрессионных зон в краевых и центральных частях Карельского массива. Сопряженно с данными структурами формировались диагональные (спиралевидные) правосторонние сдвиги* (см. рис. 5.3, А). Эта же схема приложима к более ранним стадиям палеопротерозойского этапа, с той разницей, что область карелид в этот период находилась в условиях транс-

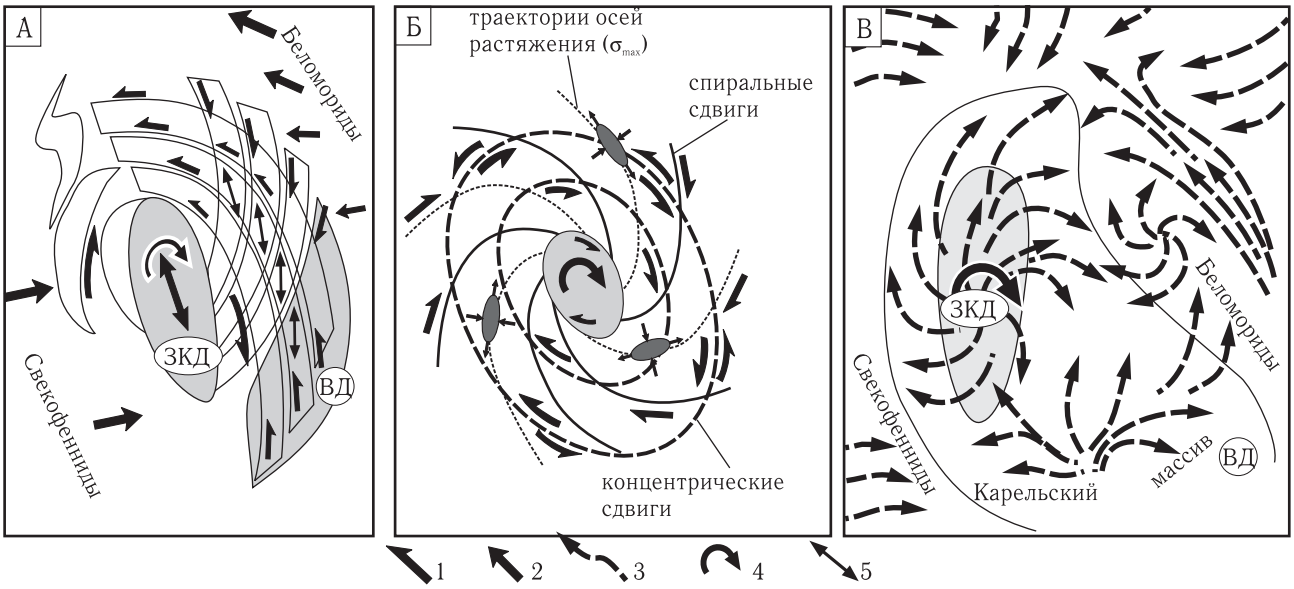


Рис. 5.3. Схематизированные диаграммы, отражающие кинематические обстановки свекофеннского времени в различных слоях коры Карельского массива и его обрамления

А — главные структурные ансамбли верхней коры. Б — результаты моделирования вращательных сдвигов в различных материалах (из: [Бондаренко, 1991; Ли Сы-Гуан, 1958], адаптировано). В — гипотетические траектории тектонического течения в нижней–средней коре

1–5 — направления: 1 — сдвиговых перемещений, 2 — тангенциальных перемещений, 3 — траекторий тектонического течения в нижней–средней коре, 4 — вращения, 5 — растяжения

Буквенные обозначения см. на рис. 5.1

тенсии, а режим транспрессии проявился в основном в свекофеннское время.

Эта система дислокаций во многом идентична модельному воспроизведению «вращательных» сдвигов, полученных в полимерах и глинах различными способами [Бондаренко, 1991; Ли Сы-Гуан, 1958] (см. рис. 5.3, Б). В модельных структурах обособлены овально-концентрические и спиральные сдвиги, а также спиралевидные траектории осей максимального растяжения, подчиненные вращению всей области деформаций или некоторого неоднородного включения в центре деформируемой системы. Ротационная нагрузка в экспериментах Ли Сы-Гуана [1958] достигалась при помещении на вращающийся диск пластичных и хрупких материалов, что идентично ротационно-вихревому течению нижнекорового вещества (вращающийся диск), развивающегося со скоростью и интенсивностью, значительно превышающими аналогичные параметры верхней коры (материал на поверхности диска).

Траектории тектонических потоков на уровне нижней–средней коры в ряде случаев можно реконструировать по структурным ансамблям, доступным непосредственному наблюдению. Это касается эксгумированных из глубин метаморфических комплексов Беломорско-Лапландского пояса. По ряду косвенных геологических и геофизических признаков векторы глубинного транспорта могут быть восстановлены для краевых частей Карельского массива, Онежской и Северо-Карельской систем дислокаций. В других случаях опираться приходится на логические допущения. На уровне гипотезы можно предположить общую конфигурацию траекторий течения нижне-среднекоровых масс для свекофеннского времени (см. рис. 5.3, В). В целом тектонические потоки, по-видимому, имели ламинарно-вихревой характер и были направлены от центральных частей Карельского кратона к его обрамлению. Вследствие этого оттока в результате нагнетания и скучивания избытка глубинных масс в области Беломорско-Лапландского пояса начала формироваться субгоризонтальная Колвицко-Умбинская протрузия. В западном обрамлении Карельского массива процессы оттока способствовали развитию обстановки транспрессии.

Вероятнее всего, общий характер данной динамической системы, включавшей в себя комплементарные области глубинного оттока и нагнетания, был связан с воздействием крупного мантийного плюма, сопоставимого по размерам с Карельским массивом и его обрамлением. Вместе с тем, особенности эволюции Онежской структуры, наличие обо-

собленных вихревых структур в области беломорид, ротационные эффекты Западно-Карельского домена позволяют полагать, что на фоне общего глубинного тектонического потока существовали локальные динамические неоднородности (см. рис. 5.3, В). В противном случае при однороднолинейном способе организации тектонического течения в верхней коре не было бы столь ярко выраженных сдвиговых и ротационных дислокаций. Данные неоднородности в полях траекторий течения могут быть связаны с реологическими особенностями среды, а также с локальным воздействием плюмов высокого порядка.

Как было показано на примере Онежской впадины, в конце людиковия (на рубеже со свекофеннским временем) восходящие мантийные потоки играли важную роль в развитии данного бассейна. Локальное воздействие астеносферного диапира способствовало оттоку глубинных масс из-под области депрессии, что контролировало процесс ее прогибания. При этом хронологическая последовательность тектонических и магматических событий дает основание построить следующую цепочку причинно-следственных явлений: 1) развитие сдвиговых зон; 2) «ротационно-инденторные» перемещения геомасс и сегментация области на зоны интенсивного сжатия и декомпрессии; 3) формирование в пределах последних структур растяжения по механизму простого сдвига; 4) надплюмовая магматическая активность, сопряженная с разноуровневыми кинематическими эффектами в коровом слое; 5) деградация в первую очередь магматических, а затем и тектонических режимов. Получается, что процессы структурообразования являются первопричиной, а явления формирования локальных мантийных диапиров — следствием дискретного проявления деформаций в земной коре. Области локального и концентрированного развития структур горизонтального растяжения континентальной коры выступали в роли декомпрессионных аттракторов механизмов формирования мантийных плюмов высокого порядка. В этом смысле геодинамическая система, по рангу сопоставимая с Онежским структурным ансамблем, может рассматриваться как результат пассивного рифтогенеза. Диагностическим признаком последнего, как было показано в работе Ю.Г. Леонова [2001], является способ формирования рифтогенных структур по модели простого сдвига, характерный и для Карельского массива в досвекофеннские периоды развития.

Таким образом, весьма вероятно, что механизмы плюмовой тектоники данного региона включали в себя разноранговые явления мантийной активности, связанные с многоярусной расслоенностью и многоуровневым проявлением конвективных процессов в литосфере. Можно предложить следующую гипотетическую модель, объединяющую механизмы развития суперплюмов и локальных мантийных диапиров высокого порядка.

Согласно мнению многих исследователей, появление к началу протерозоя крупных континентальных масс способствовало разрушению мелкоячеистой конвективной системы, контролировавшей архейскую тектонику «микроплит», и преобразованию ее в одноячейковую, что было связано с объединением малых плит в единый суперконтинент Пангею-0 к концу архея [Минц и др., 1996; Рундквист и др., 1999]. Экранирование мантийной энергии в области континента предопределило появление восходящего потока в мантии, другими словами, — суперплюма, — головная часть которого располагалась и испытывала растекание под суперкратоном [Бобров, Трубицин, 1997; Рундквист и др., 1999].

Учитывая масштабы проявления внутриконтинентального рифтогенного магматизма сумийского времени (2,5–2,44 млрд лет), можно предположить, что размеры главного мантийного плюма были сопоставимы с общей площадью неоархейского суперконтинента Пангеи-0, включавшего в себя докембрийские комплексы Канадского и Балтийского щитов. Формирование такого суперплюма предопределило общий режим растяжения на огромной территории. Как предполагается в модели Е.В. Шаркова и др. [2000], одновременно или с некоторым запаздыванием в пределах мантийной литосферы рассматриваемой области оформилось два конвективных потока (плюма) более высокого порядка, головные части которых проецировались на области Карельского и Кольского массивов и испытывали латеральное растекание на глубинах порядка 150–300 км. Их влияние предопределило процессы глубинного тектонического течения и оттока нижнекоровых масс из-под данных кратонов в межплюмовую область. В случае Карельского массива это тектоническое течение сопровождалось растяжением верхней коры, сдвиговыми и ротационными эффектами, что позволяет предполагать спиралевидный (вихревой) характер восходящего мантийного потока (рис. 5.4, А).

Как показывают структурные данные, интенсивность процессов деструкции континентальной коры зависела от локальных условий, связанных с ее гетерогенным строением. Структурные неоднородности неоархейской коры явились аттрактором про-

цессов растяжения, которые, в свою очередь, согласно принципам пассивного рифтогенеза [Леонов Ю., 2001], могли способствовать появлению мантийных плюмов более высокого порядка в условиях многоярусной конвекции. Например, интенсивное растяжение, связанное с гравитационным коллапсом неоархейских коллизионных структур, расположенных в области между Карельским и Кольским массивами (Беломорский ороген и др.), вероятно, способствовало отделению от суперплюмов малых мантийных потоков, проецировавшихся на области экстремальной деструкции коры (см. рис. 5.4). Эти явления имели тенденцию к усложнению и развитию по мере активизации новых структурных «ловушек», стимулирующих за счет декомпрессионных эффектов формирование мантийных диапиров высокого порядка (см. рис. 5.4, Б). Взаимодействие последних на определенной стадии способствовало формированию сопряженных областей оттока и нагнетания глубинных геомасс. В свекофеннское время эти явления обусловили развитие процессов коллизионной природы: выдавливание глубинных слоев коры в верхние структурные уровни в пределах Беломорско-Лапландского пояса (см. рис. 5.4, Б).

Таким образом, плюмовая модель эволюции Карельского массива и обрамляющих его поясов предполагает действие механизмов многоярусной конвекции на различных уровнях мантии и литосферы. Можно предполагать, что развитие этой системы явилось результатом взаимодействия различных слоев тектоносферы в условиях сложно построенных ламинарно-вихревых конвективных потоков. Кинематические особенности эволюции разноглубинных слоев коры, показанные на схемах (см. рис. 5.3, А, В), позволяют полагать, что они являются отражением разноранговых восходящих и нисходящих мантийных потоков, организованных по принципу вихревой турбулентности. Другими словами, движение глубинных тепломассопотоков имело спирально-вихревой характер. Предполагается, что такие формы течения плюмов весьма распространены и могут быть ответственны за формирование вихревых структур типа «торнадо» [Дубровский, Сергеев, 2000; Паталаха, 2000; Паталаха и др., 2001].

В приложении к Карельскому массиву вращательное воздействие восходящих плюмов разного ранга осуществлялось в опосредованной форме — через развитие вихревых центробежных потоков в среднекоровом пластичном слое. Области нисходящих мантийных потоков контролировали процессы скучивания и выдавливания коровых масс в вертикальном и горизонтально-продольном направлениях. Вероятно, что область, расположенная к северу от Карельского массива, по отношению к которой траектории течения глубинных масс имеют центростремительный характер, соответствует позиции палеопротерозойской вихревой воронки «всасывания» (по: [Дубровский, Сергеев, 2000]) в области нисходящих мантийных потоков (см. рис. 5.3, В).

Данная «турбулентно-плюмовая» модель является сугубо предварительной и гипотетической. Она основана на структурно-кинематических реконструкциях, составляющих основу этой работы и отражающих лишь некоторые черты геодинамики верхних слоев литосферы. Для ее полного обоснования потребуются дополнительные геофизические материалы, позволяющие строить трехмерные модели литосферы, а также исследования в областях математического и тектонофизического моделирования, использующих аппарат нелинейной геодинамики и хаотичных систем самоорганизации.

Аккреционно-коллизионная модель эволюции Карело-Кольского региона в свекофеннское время не исключает возможности проявления рассмотренных выше «плюмовых» механизмов на более ранних этапах. Но в данном случае главным фактором формирования структурных ансамблей является внешнее коллизионное воздействие, связанное, в частности, со столкновением кратона с островодужными террейнами свекофеннид. Однако, как было отмечено выше, для этой модели нужно найти механизмы, способные передавать тектонические нагрузки на огромные латеральные пространства с учетом неравномерного проявления деформаций в верхней коре Карельского массива. Для этого можно предложить следующее объяснение.

В случае внешней коллизионной нагрузки в деформируемой среде (кратон) большое значение должны были иметь элементы структурной и реологической неоднородности континентальной литосферы, выступающие в роли концентраторов напряжений. При этом реологическая (термодинамическая) расслоенность коры могла способствовать тому, что релаксация напряжений проявлялась прежде всего в слоях пониженной вязкости и вдоль их границ. Подобные «астенослои», занимающие нижние и средние уровни коры, могли релаксировать внешнее коллизионное воздействие посредствам объемного тектонического течения, передавая часть ме-

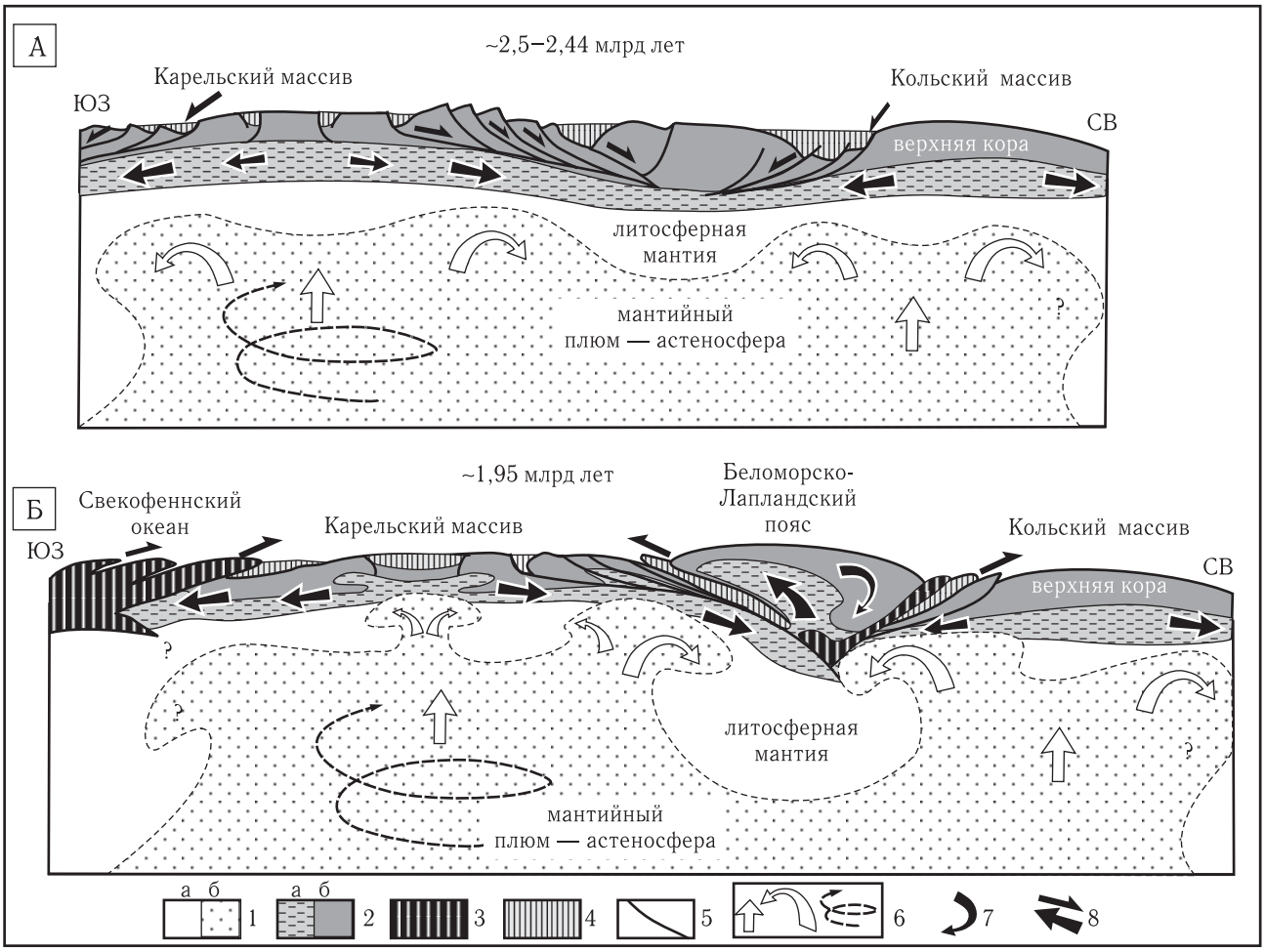


Рис. 5.4. Гипотетическая плюмовая модель эволюции Карельского массива и его обрамления в раннем (А) и позднем (Б) палеопротерозое (составлено с использованием данных: [Морозов, 2002б; Терехов, 2003; Шарков и др., 2000]

1 — литосферная (а) и астеносферная (б) мантия; 2 — нижняя–средняя (а) и верхняя (б) кора; 3 — океаническая кора; 4 — рифтогенные образования; 5 — разломы; 6 — мантийные конвективные (адвективные) и спиральные потоки (тепло, расплавы, «сухой» флюид); 7 — коровые адвективные потоки; 8 — направления перемещений

ханической энергии верхнекоровым слоям. Если предположить, что внешнее аккреционно-коллизионное воздействие имело косой или клинообразный характер, то, вероятно, это должно было проявиться в нелинейных (вихревых) тектонических потоках на уровне нижне-среднекоровых слоев.

Сейсмические данные показывают, что в литосфере Балтийского щита на глубинах 60–75 км существуют скоростные неоднородности верхней мантии [Глубинное строение..., 2004, рис. 2.36; 2.38]. В области Карело-Кольского региона аномалии скоростей относительно однородные, а в основании Свекофеннского аккреционно-коллизионного орогена они резко удлинены и вытянуты в северо-восточном направлении. Предположим, что эти аномалии связаны с палеопротерозойскими конвективными потоками в мантии, контролировавшими субдукционно-аккреционные процессы Свекофеннской океанической плиты. В этом случае можно полагать, что коллизия островодужных террейнов с окраиной Карело-Кольского кратона не была равномерной по всему ее фронту, а имела характер клинообразных «пронизывающих» потоков — ороклинов. Этот механизм «дискретной коллизии» мог обусловить неравномерные тектонические потоки в коровых слоях кратонизированной области. Но он может рассматриваться лишь как локальный вариант, проявлявшийся на фоне более высокоранговых явлений, например, связанных с косой и клинообразной коллизией крупных палеопротрозойских континентов (Сарматия, Волго-Уралия и др.), находящихся вне рассматриваемой системы.

Эти механизмы могут объяснить причины структурно-многообразной тектонической активизации огромной по латерали внутриплитной области, в частности, ротационно-сдвиговые перемещения Карельского массива, сложные покровы, вихревые структуры и горизонтальные протрузии Беломорско-Лапландского пояса.

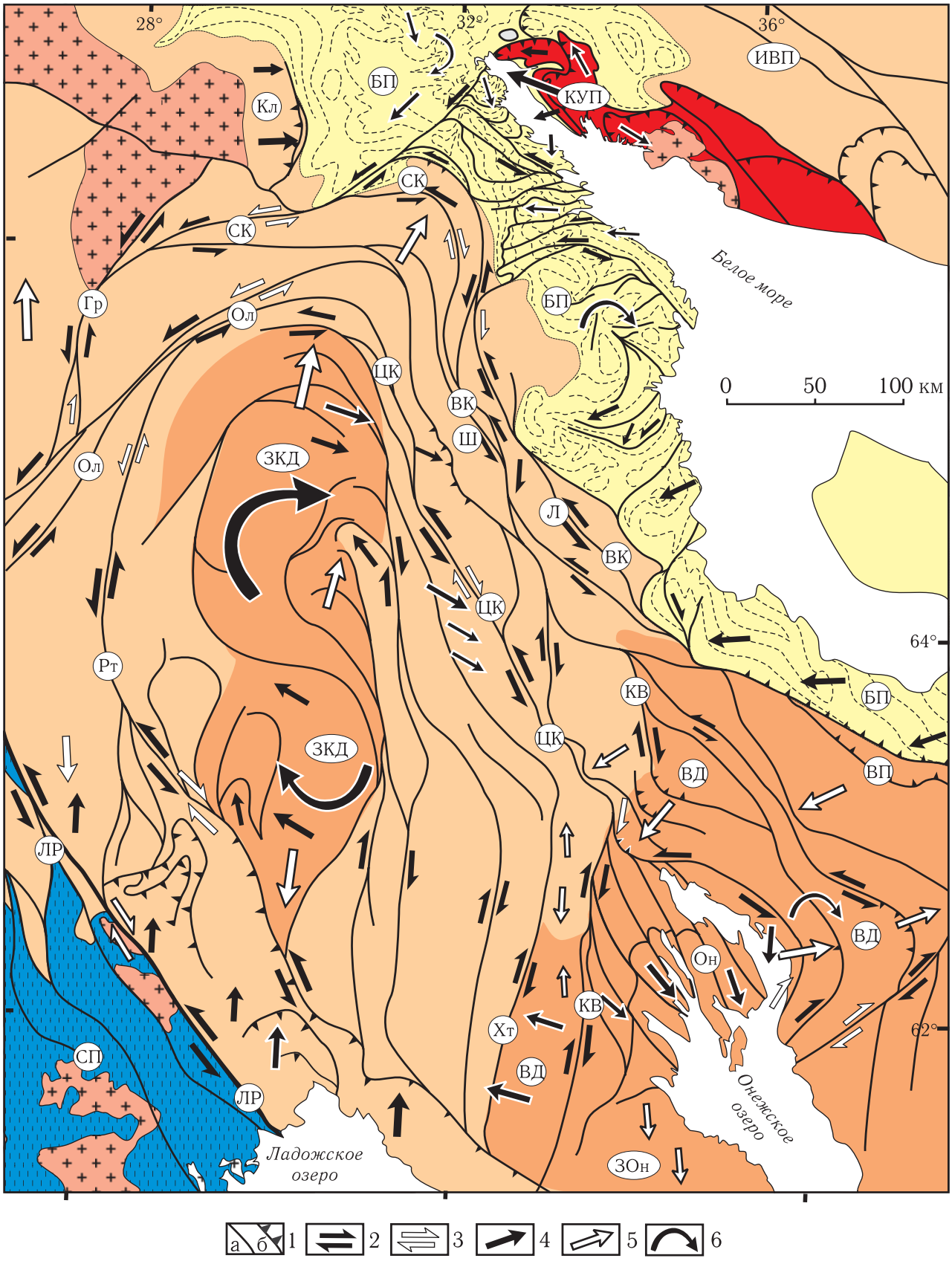
Построение комплексных моделей, учитывающих возможность сочетания различных механизмов тектогенеза, — по-видимому, это тот путь, по которому следует вести дальнейшие исследования. При этом Карело-Кольский регион должен рассматриваться как часть более крупной геодинамической системы, в рамках развития которой, возможно, будут понятны внутренние механизмы его развития. Одна из моделей такого рода была предложена М.Г. Леоновым и др. [2001]. Она предполагает возможность нестационарного положения Карельского массива и прилегающих областей по отношению к системе конвективных ячеек в верхней мантии и литосфере в условиях многоярусной конвекции. В данном случае причины развития вихревых структур могут быть еще более сложными, связанными с латеральной миграцией литосферных плит над асимметрично построенными в плане и разрезе тепломассопотоками.

→

Рис. 5.1. Структурно-кинематическая схема Карельского массива и его обрамления, отражающая направления перемещений горных масс для свекофеннского цикла

1 — вязкие разрывные нарушения: преимущественно сдвиги (а), надвиги (б); 2, 3 — направления сдвиговых перемещений ранней (2) и поздней (3) стадий свекофеннского цикла; 4, 5 — направления тангенциальных перемещений ранней (4) и поздней (5) стадий свекофеннского цикла; 6 — направления вращения

Пояснение геологических контуров и буквенных обозначений см. на рис. 4.1


28°
32°
36°
64°
62°
ИВП
КУП
БП
Кл
СК
Гр
Ол
ЦК
ВК
Ш
ЗКД
Л
Рт
КВ
ВД
ВП
ЛР
СП
Он
Хт
ЗОн
Белое море
Ладожское озеро
Онежское озеро
0 50 100 км
а б 1
2
3
4
5
6

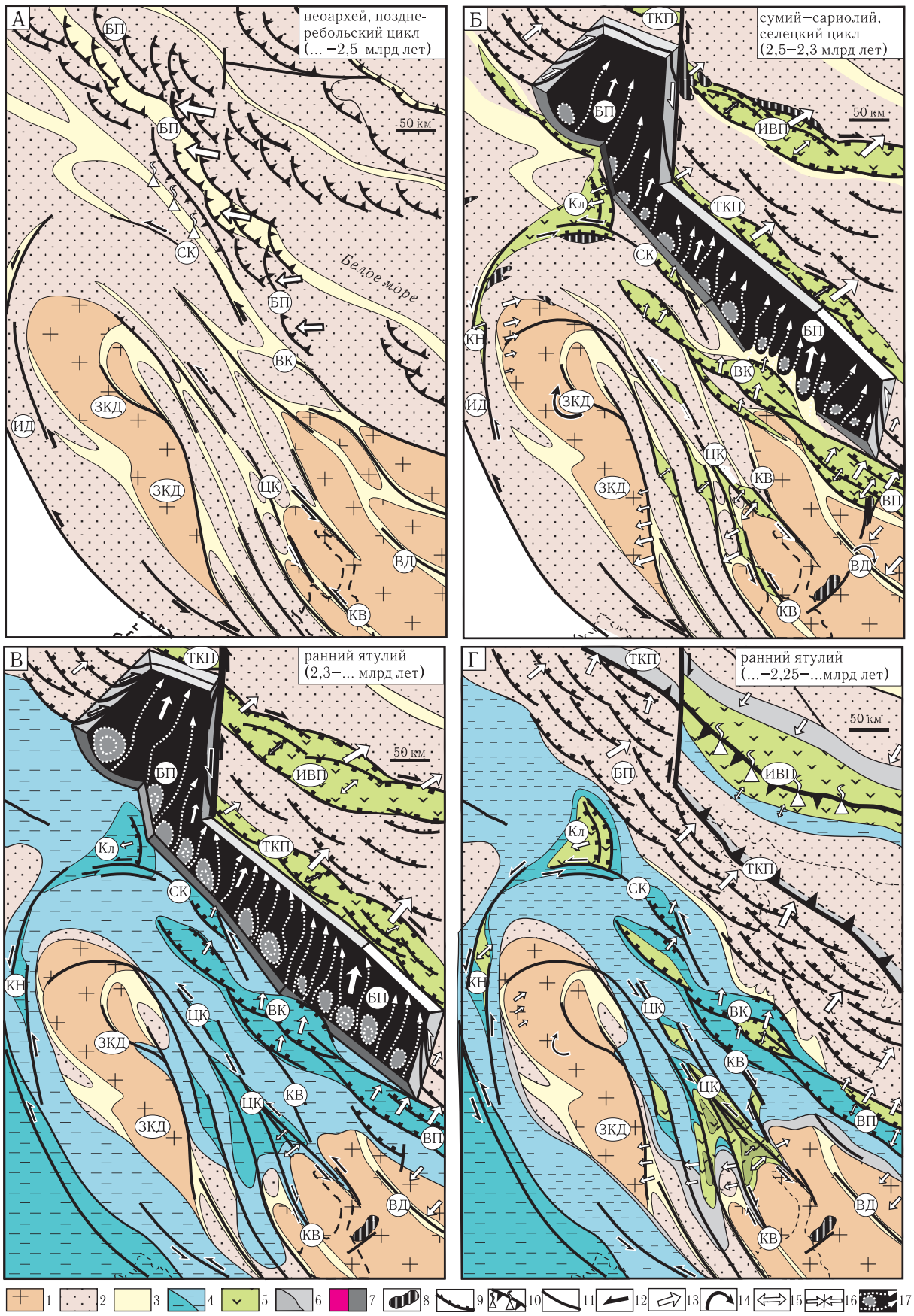


Рис. 5.2. Начало

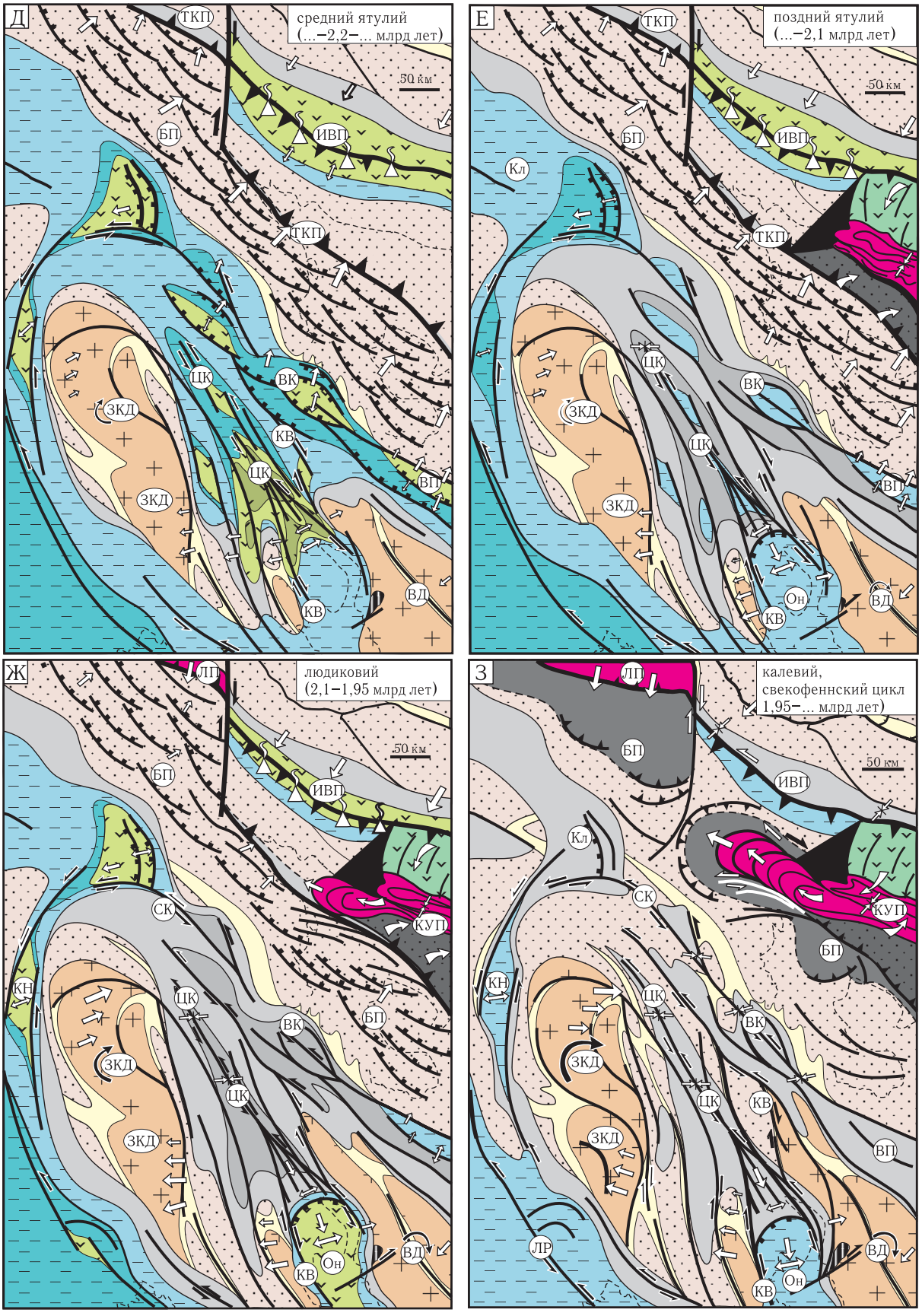


Рис. 5.2. Продолжение

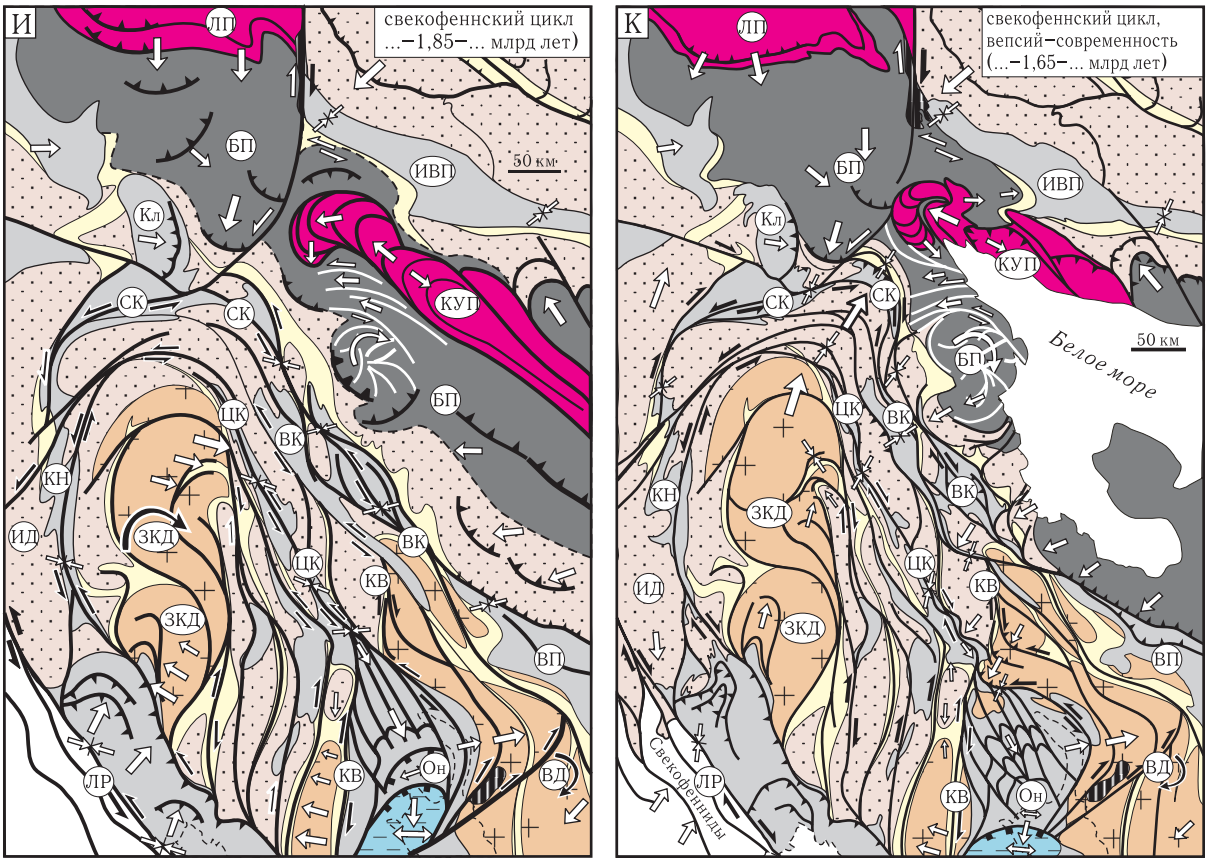


Рис. 5.2. Структурно-кинематическая модель эволюции северо-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое

1, 2 — гранитогнейсы с возрастом более 2,8 млрд лет (1) и 2,8–2,7 млрд лет (2); 3 — лопийские зеленокаменные пояса; 4 — вулканогенно-осадочные бассейны; 5 — вулканогенные депрессии и пояса; 6 — палеопротерозойские комплексы (бассейны, испытавшие инверсию); 7 — эксгумированные высокометаморфизованные образования (окончательно достигли эрозионного уровня в рифее); 8 — расслоенные интрузии (2,5–2,4 млрд лет); 9 — листрические сбросы; 10 — поддвиго-надвиговые системы (зоны субдукции и поддвига, островные дуги, надвиги); 11 — взбросо-сдвиги; 12–16 — направления: 12 — сдвиговых перемещений, 13 — тектонического транспорта, 14 — вращения, 15 — растяжения (области транстенсии), 16 — сжатия (области транспрессии); 17 — врез, иллюстрирующий тектонические процессы в нижней коре (траектории течения и купола комплекса «метаморфических ядер»).

Буквенные обозначения: Древнейшие домены Карельского массива: ЗКД — Западно-Карельский, ВД — Водлозерский; *вулканогенно-осадочные пояса:* ИВП — Имандра-Варзугский, ВП — Ветреный пояс, Кл — Куолоярви, КН — Кайнуу, ТКП — Танаэлв-Кандалакшский; *метаморфические пояса:* БП — Беломорский, ЛП — Лапландский, КУП — Колвицко-Умбинский; *сдвиговые зоны:* ЦК — Центрально-Карельская, КВ — Койкарско-Выгозерская, ВК — Восточно-Карельская, СК — Северо-Карельская, ЛР — Ладога–Раахе; Он — Онежская структура

Заключение

Основным результатом данной работы является структурно-кинематическая модель эволюции Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое. Она отражает высокую объемную подвижность кратонизированной области в процессе внутриплитных рифтогенных и коллизионных преобразований. Иллюстрируются многообразные механизмы тектогенеза. Они выражены в структурных парагенезах, образующих транстенсионные и транспрессионные системы дислокаций, зоны глубинного субгоризонтального течения с областями оттока и нагнетания масс, разноранговые ротационные ансамбли и гигантские кристаллические протрузии. Модель отражает дисгармоничные, но при этом динамически сопряженные процессы структурообразования на разных уровнях корового слоя. Это иллюстрируется соотношениями верхнекоровых структурных ансамблей Карельского массива и глубинных тектонических форм Беломорско-Лапландского пояса. Данная модель позволяет полагать, что важным фактором эволюции внутриплитных областей являются процессы неоднородного субгоризонтального пластического течения на уровне средней–нижней коры, контролирующие тектогенез верхнекорового слоя. В рассмотренном случае глубинное тектоническое течение должно было иметь ламинарно-вихревой характер. Иначе при линейном способе организации тектонических потоков структурные ансамбли верхней коры имели бы преимущественно содвиговую или раздвиговую составляющую перемещений, а сдвиговые и ротационные эффекты были бы редуцированы.

Главные выводы

1. Палеопротерозойские структурные парагенезы верхнекорового слоя Карельского массива формировались в связи с процессами эволюции зон сдвиговых дислокаций на фоне следующих палеотектонических обстановок: 1) рассеянный рифтогенез (селецкий цикл ~2,5–2,0 млрд лет): формирование транстенсионных сдвигов, контролировавших накопление вулканогенно-осадочных комплексов в структурах типа пулл-апарт, в областях веерообразной виргации сдвиговых зон и развития листрических сбросо-сдвигов; 2) внутриплитная коллизия (свекофеннский цикл ~1,95–1,7 млрд лет): становление зон транспрессионных сдвигов, в пределах которых палеопротерозойские бассейны испытали неравномерные деформации и приобрели морфологию пальмовых структур; характерными элементами структурных парагенезов в данном случае явились сопряженные со сдвигами системы диагональных складок и надвигов, купольно-сдвиговые и разноранговые ротационные структуры, сдвиговые дуплексы и асимметрично построенные системы разрывов высокого порядка.

2. Палеопротерозойские зоны сдвиговых дислокаций Карельского массива образуют овально-концентрические пояса и диагональные к общему простиранию структур сдвиги. Данные структурно-кинематического анализа показывают, что эти системы сдвигов организованы по принципу крупной вихревой мегаструктуры, отражающей дифференцированное, но согласованное вращение разноранговых доменов по часовой стрелке. Эффекты вращения, проявившиеся с наибольшей интенсивностью в процессе свекофеннских коллизионных событий, обусловили развитие левосдвиговых перемещений в краевых частях Карельского массива. Ротационно-инденторные и веерообразные перемещения способствовали также сегментации сдвиговых зон на комплементарные области повышенной компрессии и декомпрессии, продольного выжимания и нагнетания.

Характер структурно-метаморфической зональности в краевых частях Карельского массива и геофизические данные свидетельствуют о тектонической расслоенности континентальной коры данного кратона. Крутопадающие верхнекоровые зоны сдвиговых дислокаций на уровне средней коры листри-

чески выполаживаются и сливаются с зонами субгоризонтального тектонического течения. Весьма вероятно, что формирование ротационно-сдвиговых ансамблей в верхней коре явилось пассивной реакцией на процессы глубинного неравномерного (вихревого) тектонического течения. Другими словами, вращение крупных доменов Карельского массива и сдвиговые перемещения во многом предопределялись вихревыми потоками в нижних слоях коры. Зоны горизонтального оттока и нагнетания среднекоровых масс контролировали развитие некоторых тектонических депрессий и сопряженных поднятий.

3. Палеопротерозойские структурные парагенезы Беломорско-Лапландского пояса отражают процессы тектонической эксгумации нижних и средних уровней земной коры в связи со следующими палеотектоническими обстановками: 1) общее растяжение и объемное течение глубинных слоев коры (селецкий цикл — 2,45–2,3–... млрд лет): формирование зон субгоризонтального течения и тектонической деламинации, развитие структурной линейности типа «В», складок продольного течения и систем пологих сбросов (детачментов), контролировавших размещение синкинематических интрузий комплекса друзитов и чарнокитоидных гранитов; эти явления, в соответствии с моделью простого сдвига, способствовали формированию в верхней коре листрических сдвиго-сбросов и рифтогенных впадин; 2) внутриплитная коллизия (свекофеннский цикл — 1,95–1,7 млрд лет): развитие структурных ансамблей, связанных с тектонической эксгумацией глубинных метаморфических комплексов в результате формирования Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии; ее развитие сопровождалось многократным телескопированием тектонических чешуй и было связано с транспрессионным выжиманием пластифицированных нижне-среднекоровых масс к поверхности в виде полого восходящего тектонического потока, направленного к северо-западу (в современных координатах). При этом действовал «бимодальный надвиго-сбросовый» кинематический эффект: выдвигание глубинных комплексов сопровождалось субсинхронной тектонической эрозией с удалением верхних частей разреза за счет развития пологих сбросов.

4. Карельский массив и Беломорско-Лапландский пояс составляли в палеопротерозое единую геодинамическую систему — внутриплитную область с тектонически расслоенной корой континентального типа. Важными элементами ее кинематической эволюции являлись процессы неоднородного горизонтального течения на уровне нижней–средней коры, которые контролировали объемные сдвиговые дислокации верхнекорового слоя, сохранившегося в пределах Карельского массива. Многообразие форм тектогенеза рассмотренной внутриплитной области отражает суммарное действие внешних и внутренних факторов ее развития: воздействие мантийных плюмов и коллизионных процессов, проявление неоднородного горизонтального течения в глубинных слоях коры и сопряженных ротационно-сдвиговых эффектов в верхней коре, появление локальных сил, связанных с перераспределением напряжений и дискретным характером деформаций в реологически неоднородной раннедокембрийской коре. Взаимозависимое действие этих факторов, вероятно, было подчинено принципам нелинейной геодинамики, суть которых в данном случае сводится к самоорганизации независимых и хаотичных процессов течения масс в литосфере в упорядоченные системы.

По поводу причин и характера процессов тектонического течения глубинных слоев земной коры в монографии обсуждаются два варианта. Согласно первому из них, в нижне-среднекоровых слоях формировались вихревые тектонические потоки, связанные с общим оттоком среднекорового вещества из-под области Карельского массива и его комплементарным нагнетанием–выдавливанием в пределах Беломорско-Лапландского пояса. В качестве внешних геодинамических факторов, контролировавших развитие коровых процессов, в данном случае могут рассматриваться механизмы плюмовой тектоники и многоярусной мантийной конвекции, организованной по принципу хаотичных систем. Второй вариант полностью не исключает первого, но в качестве главных факторов эволюции данной внутриплитной системы могут рассматриваться механизмы тектоники плит, в частности, условия внешнего коллизионного воздействия на Карело-Кольскую провинцию. При этом релаксация напряжений проявлялась прежде всего в слоях пониженной вязкости нижних и средних уровней земной коры. Если предположить, что внешнее коллизионное воздействие имело косой или клинообразный характер, то, вероятно, это должно было проявиться в нелинейных и вихревых тектонических потоках в глубинных слоях коры.

* * *

Во всех выводах косвенно или в прямой форме присутствует утверждение о тектонической рассло-

енности континентальной коры Карело-Кольского региона, что неоднократно подчеркивалось и другими исследователями, но с несколько другими акцентами [Миллер, 1988; Минц и др., 1996, 2004; Леонов и др., 2001]. Действительно, полученные материалы и выводы полностью укладываются в концепцию тектонической расслоенности литосферы, которая появилась в 60-е — начале 80-х годов XX века в результате исследований сотрудников Геологического института АН СССР и продолжает активно развиваться вплоть до настоящего времени [Тектоническая расслоенность..., 1980; Лукьянов, 1991; Розен, Федоровский, 2001; Соколов, 1990].

Если вначале данная концепция базировалась преимущественно на обобщении материалов по складчатым поясам, то в последние годы она активно используется в области внутриплитной тектоники [Леонов Ю., 1991, 1993, 1997; Леонов М., 1993а; Суворов, 2000]. На основании анализа материалов глубинного сейсмопрофилирования и изучения выходов фрагментов нижней коры на поверхность Ю.Г. Леоновым [1991, 1993, 2001] был сделан вывод о том, что ***тектонически наиболее активным слоем континентальной литосферы является пластичная нижняя кора***, которая в геодинамическом и структурном отношениях служит базовым уровнем срыва и дисгармонии для некоторых категорий платформенных элементов. Многочисленные примеры, отражающие процессы формирования глубинных диапиров и протрузий, структур оттока и нагнетания геомасс, были рассмотрены М.Г. Леоновым [1994 а,б, 2001] в связи с явлениями тектонического течения нижнекоровых образований.

Таким образом, предложенная в работе структурно-кинематическая модель не является принципиально новой в концептуальном отношении. Вместе с тем, в региональном плане она во многом оригинальна и отражает детально изученный пример внутриплитной эволюции кратонизированной области. Ряд аспектов существенно дополняет теорию о тектонической расслоенности литосферы. В частности, здесь можно отметить представления о вихревом (турбулентном?) характере тектонического течения в нижних слоях континентальной коры и, что особенно важно, связь этих явлений со сдвиговыми и ротационными эффектами в верхнекоровом слое. На примере конкретных структур было показано, что процессы вращения крупных массивов пород могут влиять на особенности формирования тектонических депрессий и характер размещения магматических комплексов. При этом включаются в действие различные механизмы структурообразования: выжимание и нагнетание геомасс, развитие сдвигов и систем пологих сбросов, формирование глубинных надвигов и «слепых» областей скучивания тектонических пластин. Во многом оригинальным является вывод о возможности тектонической эксгумации нижнекоровых масс в форме субгоризонтальной протрузии. Для структуры подобного рода проиллюстрированы особенности структурно-метаморфической зональности и характер организации структурно-кинематических парагенезов. Предложенные в работе фактические материалы и модели формирования частных структур отражают большое разнообразие процессов структурообразования и различных геодинамических факторов. Их взаимозависимое действие в разных сочетаниях предопределяет огромное множество конкретных форм тектогенеза, для которых единого механизма эволюции, по-видимому, просто не существует.

Нерешенные задачи

Существенным недостатком данной работы является малое количество актуалистических примеров, позволяющих проводить аналогии между древнейшими и современными геодинамическими обстановками. Разработку этого направления автор планировал, но, как показал опыт, это представляет собой самостоятельную задачу. Тем не менее, в процессе исследований накапливались сравнительные материалы для получения «живой» картины геодинамики Карело-Кольского региона в палеопротерозое. В качестве аналогов предполагалось выбрать различные тектонические области: провинцию Бассейнов и Хребтов Северо-Американских Кордильер, геодинамическую систему, включающую Аравийскую плиту, рифт Красного моря и системы сдвиговых зон Анатолии. Рассматривались структурные ансамбли Альпийско-Гималайского пояса. Но во всех этих случаях имелась лишь часть необходимого набора тектонических элементов. В плане многообразия геодинамических режимов весьма привлекательным выглядит Центрально-Азиатский пояс альпийской внутриплитной активизации. Следует отметить также удивительные структурно-кинематические аналогии в сравнении с протерозойской тектоникой Карело-Кольского региона, выявленные в Юго-Восточной Азии [Morley, 2002]. Эта область включает в себя крупные континентальные массивы (Индосинийский, Борнео), эпиконтинентальные и микроокеанические бассейны,

развивающиеся по принципу структур pull-apart и за счет ножницеобразных перемещений (бассейны Натуна, Малайские, Южно-Китайский и др.), а также системы мощных и протяженных сдвиговых зон (сдвиг Красной реки, Мае Пинг и др.), кинематика которых связана со значительными латеральными перемещениями геомасс и вращением крупных блоков. Эти зоны сдвиговых дислокаций контролируют тектоническое размещение «комплексов метаморфических ядер», испытывающих тектоническую эксгумацию и в настоящее время. Данный регион хорошо изучен геологическими, геофизическими и палеомагнитными методами и предполагается в качестве возможного сравнительного полигона.

Чрезвычайно интересные открытия ждут исследователей при изучении процессов унаследованного развития структурных ансамблей раннего докембрия в последующей геодинамической эволюции внутриплитных областей. На этот феномен обращали внимание многие исследователи. В частности, известно, что гранулито-гнейсовые пояса, представляющие собой зоны многократной тектонотермальной переработки, по каким-то причинам контролируют многие процессы фанерозойского, в том числе, новейшего тектогенеза [Божко, 1995]. Их позиция предопределяет характер тектонического размещения более поздних рифтогенных структур, локализацию кольцевых щелочных интрузий, трубок взрыва и дайковых роев [Балуев и др., 2000; Божко, 1978; Колодяжный, 2003б]. Эти аспекты показывают, что структурные исследования раннедокембрийских комплексов имеют большое значение для металлогении, а также геодинамики фанерозоя и неотектонического районирования.

Для Карело-Кольского региона большие перспективы исследований заключаются в геохронологическом датировании различных структурно-вещественных комплексов, в том числе пород — тектонитов различного возраста. В высокометаморфизованных образованиях данные работы необходимо проводить в комплексе со структурно-кинематическими наблюдениями и термобарическими исследованиями, позволяющими строить объективные P-T-t кривые эволюции метаморфизма. Малое количество данных в этой области сильно осложняет геодинамические реконструкции. В результате приходится иметь дело с ограниченной геологической летописью, что, несомненно, сказалось на детальности и степени обоснованности предложенной в этой работе геодинамической модели. Это в первую очередь касается гранулитовых комплексов Лапландско-Колвицкого пояса, о ранних этапах формирования которых, по-прежнему, остается немало загадок. Также низким является уровень геохронологической и петрохимической корреляции магматических комплексов Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса. Появление новых данных в этой области может существенно изменить (или подтвердить) представления о единой вертикальной зональности магматических образований сумия–сариолия в пределах этих провинций.

Ареал структурно-кинематических наблюдений следует последовательно расширять, так как рассмотренная область является лишь малой частью огромной Восточно-Европейской провинции, составленной из динамически взаимосвязанных тектонических элементов раннего докембрия. Такие исследования необходимо провести в пределах Кольского массива, Воронежской антеклизы и на Украинском щите. Работы в этом направлении уже ведутся и некоторые результаты структурно-кинематических наблюдений отражены в публикациях [Балаганский и др., 1998; Кислицин, 2001; Колодяжный, 2003в; и др.]. Однако данных еще очень мало.

В целом проведенное исследование является одной из первых попыток геодинамических реконструкций обширной территории восточной части Балтийского щита на основе последовательного использования методики структурно-кинематического анализа. Осознавая многие недостатки этой работы, в частности, по датированию тектонометаморфических и магматических событий, автор не ставит точки в этих исследованиях и предполагает, что они будут продолжены.

Литература

Алексеев Н.Л. Реакционные структуры магматических и метаморфических пород и их значение для реконструкции P-T трендов (на примере Кандалакшско-Колвицкого пояса, Балтийский щит): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб, 1997. 26 с.

Андреев В.П. Влияние исходного состава пород на особенности метаморфизма гранулитового комплекса // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 5. М.: Наука, 1979. С. 157–170.

Андреев В.П., Суханов М.К. Анортозиты Сальных Тундр (Лапландский гранулитовый пояс Кольского полуострова) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982. № 3. С. 14–26.

Андреев С.И., Миллер Ю.В. Продольный сейсмический профиль Беломорского подвижного пояса (сопоставление геофизической и геологической информации // Отечественная геология. 1999. № 2. С. 46–50.

Анкудинов С.А., Болгурцев Н.Н., Литвиненко И.В., Поротова Г.А. Глубинное геологическое строение восточной части Карельского региона по результатам комплексных геофизических исследований (профиль Онежское озеро — Белое море) // Геотектоника. 1972. № 5. С. 75–79.

Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Краснова А.Ф. Палеомагнитное изучение раннепротерозойских (2400–2500 млн лет) расслоенных интрузий и даек различных архейских доменов Балтийского щита и некоторые геотектонические выводы // Докембрий Северной Евразии: Тез. докл. СПб: ИГГД РАН, 1987. С. 4–5.

Афанасьева Е.Н. Степень соответствия ятулийского структурного плана архейскому как показатель интенсивности свекофеннских деформаций // Структурный анализ кристаллических комплексов и геологическое картирование: В 2 ч. Киев: Наук. думка, 1990. Ч. 1. С. 30–31.

Афанасьева Е.Н. Парагенезис гребневидной складчатости: стадии развития и рудоносность (на примере Онежского прогиба) // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 6–8.

Бабарина И.И. Коллизионные деформации кукасозерского сегмента Северо-Карельского пояса Балтийского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН РАН, 1999. 28 с.

Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палепротерозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб, 2002. 32 с.

Балаганский В.В., Бибикова Е.В., Богданова С.В. и др. U-Pb геохронология беломорид района Тупой губы оз. Ковдозера (Северная Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 40–51.

Балаганский В.В., Богданова М.Н., Ефимов М.М., Козлова Н.Е. Соотношение гранито-гнейсового и амфиболито-кристаллосланцевого комплексов Колвицкой зоны и их возможные аналоги в Северо-Западном Беломорье // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1984. С. 72–78.

Балаганский В.В., Богданова В.М., Козлова Н.Е. Строение и структурная эволюция беломорид Северо-Западного Беломорья // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1984. С. 63–72.

Балаганский В.В. Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Структурно-метаморфическая эволюция Северо-Западного Беломорья. Апатиты: КФ АН СССР, 1986. 100 с.

Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.

Балаганский В.В. Козлова Н.Е. Структурная эволюция глиноземистых пород северо-западной части Беломорского комплекса // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1984. С. 4–19.

Балаганский В.В., Козлова Н.Е. Дайковый комплекс базитов мыса Кочинный и его место в истории развития Колвицкой зоны // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1987. С. 55–62.

Балаганский В.В., Кудряшов Н.М., Балашов Ю.А. и др. О возрасте друзитового массива Жемчужный, северо-западное Беломорье: U-Pb изотопные данные и геологические следствия // Геохимия. 1997. № 2. С. 158–168.

Балаганский В.В., Тиммерман М.Я., Кислицын Р.В. и др. Изотопный возраст пород Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапланд-

ского гранулитового пояса), Кольский полуостров // Вестн. МГТУ. 1998. Т. 1, № 3. С. 19–32.

Балуев А.С., *Моралев В.М.*, *Глуховский М.З. и др.* Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–43.

Баянова Т.Б., *Пожиленко В.И.*, *Смолкин В.Ф.*, *Кудряшов Н.М.*, *Каулина Т.В.*, *Ветрин В.Р.* Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита // Приложение № 3 к монографии «Геология рудных районов Мурманской области». Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 53 с.

Бельская И.Б. Сейсмические модели и геологическая эволюция верхней части земной коры зон карелид восточной части Балтийского щита // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 127–133.

Берзин Р.Г., *Павленкова Н.И.* Сопоставление данных методов отраженных и преломленных волн по профилю Кемь–Ухта // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 64–77.

Берзин Р.Г., *Сулейманов А.К.*, *Андрющенко Ю.Н. и др.* Глубинное строение земной коры севера Восточно-Европейской платформы и южной части Балтийского щита вдоль фрагмента опорного профиля МОВ-ОГТ «1-ЕВ» (Кемь — Лодейное Поле — Переславль-Залесский // Тектоника и геофизика литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2002. С. 59–62 (Материалы XXXV Тектонич. совещ.; Т. 1).

Берзин Р.Г., *Сулейманов А.К.*, *Заможняя Н.Г. и др.* Геофизические исследования по региональному профилю 4В Свеколапко // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 39–63.

Бибикова Е.В. Геохронология Беломорского подвижного пояса // Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология: Тез. Междунар. конф. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1997. С. 18.

Бибикова Е.В., *Кирнозова Т.И.*, *Лазарев Ю.И. и др.* U-Pb изотопный возраст вепсия Карелии // ДАН СССР. 1990. Т. 310, № 1. С. 189–191.

Бибикова Е.В., *Мельников В.Ф.*, *Авакян К.Х.* Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и абсолютный возраст // Петрология. 1993. Т. 1, № 2. С. 215–234.

Бибикова Е.В., *Самсонов А.В.*, *Щипанский А.А. и др.* Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккретированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Там же. 2003. Т. 11, № 3. С. 289–320.

Бибикова Е.В., *Слабунов А.И.*, *Богданова С.В. и др.* Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийских щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Там же. 1999. Т. 7, № 2. С. 115–140.

Бибикова Е.В., *Слабунов А.И.*, *Кирнозова Т.Н. и др.* U-Pb возраст цирконов из пород Керетской гранит-зеленокаменной системы в зоне сочленения Карельской и Беломорской структур Балтийского щита // Докл. РАН. 1995. Т. 343, № 4. С. 517–521.

Бибикова Е.В., *Шельд Т.*, *Богданова С.В и др.* Геохронология беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. 1993. № 10. С. 1393–1412.

Бобров А.М., *Трубицин В.П.* Происхождение и эволюция мантийных неоднородностей под континентами // Структура верхней мантии Земли. М.: ГЕОС, 1997. С. 88–89.

Богданов Ю.Б., *Воинов А.С.* О конгломератах протерозоя северной Карелии. Изв. вузов. Геология и разведка. 1964. № 6. С. 25–35.

Богданова М.Н., *Ефимов М.М.* Конгломераты Колвицкой структурно-формационной зоны. // Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1975. С. 65–69.

Богданова М.Н., *Ефимов М.М.* Эволюция вулканизма и осадконакопления в Кандалакшско-Колвицкой зоне гранулитов // Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1976. С. 63–76.

Богданова М.Н., *Ефимов М.М.* Эволюция метаморфических процессов в юго-восточной части Главного Беломорского шва // Проблемы метаморфизма докембрия. Апатиты: КФ АН СССР, 1979. С. 81–94.

Богданова М.Н., *Ефимов М.М.* Геологическое строение Кандалакшско-Колвицкой структурно-формационной зоны // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1984. С. 19–27.

Божко Н.А. Историко-геологическое изучение субстрата континентальных рифтовых зон и предопределенность рифтогенеза // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 33–40.

Божко Н.А. Тектонотермальная переработка — характерный эндогенный режим докембрия // Геотектоника. 1995. № 2. С. 61–74.

Бондаренко П.М. Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. С. 37–52.

Буйко А.К., *Левченков О.А.*, *Турченко С.И.*, *Друбецкой Е.Р.* Геология и изотопное датирование раннепротерозойского сумийско-сариолийского комплекса Северной Карелии (Паанаярви-Ципрингская структура) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 4. С. 16–30.

Буртман В.С., *Лукьянов А.В.*, *Пейве А.В.*, *Руженцев С.В.* Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5–34 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80).

Былинский Р.В., *Глебовицкий В.А.*, *Болгурцев Н.Н.*, *Завинская Г.А.* Морфология разделов Мохоровичича и Конрада восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 1982. № 2. С. 24–31.

Ваньян Л.Л. Электропроводность как индикатор флюидов в континентальной коре // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные вопросы: В 2 т. М.: ГЕОС, 1998. С. 85–87. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 1).

Вертикальная аккреция земной коры: Факторы и механизмы / Ред. М.Г. Леонов. М.: Наука, 2002. 462 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 542).

Ветрин В.Р. Дайки и трубки взрыва северо-западной части Кандалакшского залива // Путеводитель геологических экскурсий Международного симпозиума «Мантийные плюмы и металлогения». Петрозаводск; Апатиты: ИГ КарНЦ РАН, 2002. С. 42–46.

Виноградов Л.А., *Богданова М.Н.*, *Ефимов М.М.* Гранулитовый пояс Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 208 с.

Виноградов В.И., *Буякайте М.И.*, *Колодяжный С.Ю. и др.* Этапы вещественных преобразований архей-протерозойских пород Центрально-Карельского домена // Докл. РАН. 2001. Т. 380, № 6. С. 795–799.

Воинов А.С., *Полеховский Ю.С.* Стратиграфия нижнего протерозоя Пана-Куолоярвинской структурной зоны (Северная Карелия) // Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. С. 96–106.

Воинов А.С., *Полеховский Ю.С.*, *Нагайцев Ю.В.* Метаморфизм Северо-Карельской зоны Карелид (Пана-Куолоярвинский прогиб) // Строение и метаморфическая эволюция структурных зон Балтийского щита. Апатиты: КФ АН СССР, 1987. С. 68–75.

Войтович В.С. О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита // Геотектоника. 1971. № 1. С. 33–42.

Войтович В.С. Надвиги и блоковые структуры северо-восточной Карелии // Там же. 1975. № 2. С. 20–36.

Володин У.Н. Докембрий Мурманской области // Материалы Лаборатории геологии докембрия АН СССР. Вып. 2. Л.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 72–109.

Володичев О.И. Особенности преобразования глиноземистых пород беломорской серии в период ультраметаморфизма (район центральной части Западного Беломорья) // Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленного использования слюд. Петрозаводск: КарФ АН СССР, 1969. С. 49–57.

Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов. Л.: Наука, 1975. 170 с.

Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.

Володичев О.И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: Материалы 8-й международной конференции. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2002. С. 49–51.

Галдобина Л.П., *Хейсканен К.И.*, *Голубев А.И.* Агломераты сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 7. С. 70–77.

Геология Карелии / Ред. В.А. Соколов. Л.: Наука, 1987. 231 с.

Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л.: Наука, 1972. 132 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Гилярова М.А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л.: Недра, 1974. 218 с.

Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 127 с.

Глебовицкий В.А. Свекофеннский метаморфический пояс // Восточная часть Балтийского щита, геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975. С. 24–43.

Глебовицкий В.А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 7–24.

Глебовицкий В.А., *Вапник Е.А.*, *Седова И.С.*, *Семенов А.П.* Значение флюидных включений и флюидных составов пород для интерпретации истории развития полиметаморфических комплексов на примере региона Тупой губы оз. Ковдозера // Геохимия. 1993. № 2. С. 222–236.

Глебовицкий В.А., *Зингер Т.Ф.*, *Беляцкий Б.В.* О возрасте гранулитов Западно-Беломорского пояса и покровообразования в нем // Докл. РАН. 2000. Т. 371, № 1. С. 63–66.

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 / Ред. Н.В. Шаров. 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.

Голод М.И., *Гришин А.С.*, *Кищенко Н.Т. и др.* Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Л.: Наука, 1983. 180 с.

Горлов Н.В. Структура беломорид (северо-западное Беломорье). Л.: Наука, 1967. 112 с.

Григорьева Л.В. Протерозойские геологические формации Северо-Карельской зоны Карелид // Сов. геология. 1967. № 8. С. 78–88.

Григорьева Л.В. Паанаярвинская и Куолоярвинская зоны глубинных разломов в Северной Карелии // Там же. 1968. № 5. С. 35–45.

Григорьева Л.В. Особенности протерозойского эффузивного магматизма Северной Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 3. С. 42–55.

Гродницкий Л.Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 295 с.

Гродницкий Л.Л. Рудогенерирующие пегматитовые системы Кольской части Беломорского пояса. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1991. 175 с.

Гродницкий Л.Л. Закономерности размещения свекофеннских диафторитов в Беломорском подвижном поясе // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.1. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1998. С. 88–95.

Гродницикий Л.Л., *Крохин А.И.* О метаморфизме умеренных давлений в глиноземистых гнейсах Беломорского подвижного пояса (юго-запад Кольского полуострова) // Геология и петрология: Опер.-информ. материалы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1989. С. 30–33.

Гродницкий Л.Л., *Ручьев А.М.*, *Крохин А.И.* Лоушское пегматитовое поле (структурное развитие, полиметаморфизм, гранито- и пегматитообразование). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1985. 176 с.

Демидов Н.Ф., *Кратц К.О.* Стратиграфия и тектоника Кукасозерско-Тикшезерской зоны карелид Северной Карелии // Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1974. С. 95–116.

Демидов Н.Ф., *Мельянцев Н.В.* Новые данные по стратиграфии протерозоя оз. Кукасозеро (Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые. Петрозаводск: КарФ АН СССР, 1976. С. 17–22.

Добрецов Н.А., *Ревердатто В.В.*, *Соболев В.С. и др.* Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.

Добрженецкая Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 287 с.

Другова Г.М., *Турченко С.И.*, *Шустова Л.Е.* Зоны сочленения гнейсо-гранулитовых и гранит-зеленокаменных областей докембрия на примере Балтийского и Алданского щитов // Геотектоника. 1990. № 4. С. 17–23.

Дубровский В.А., *Сергеев В.Н.* Тектонические кольцевые структуры // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Материалы XXXIII Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 167–171.

Дук В.Л. Складки зоны ультраметаморфизма (северная часть северо-западного Беломорья). Л.: Наука, 1967. 84 с.

Еин А.С. Дайки базитов северо-западной Карелии // Интрузивные базиты и гипербазиты Карелии. Петрозаводск: КарФ АН СССР, 1984. С. 30–41.

Елисеев Н.А. Основы структурной петрологиии. Л.: Наука, 1967. 258 с.

Ефимов А.А., *Каулина Т.Б.* геологические особенности и U-Pb датирование (первые данные) юго-восточной части Ковдозерского базит-гипербазитового массива (блок Пуахта) // Беломорский подвижный пояс (геология, геодинамика, геохронология): Тез. докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 31.

Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1987. С. 25–36.

Житникова И.А., *Салтыкова Т.Е.*, *Жданова Л.А.*, *Чепик А.Ф.* Построение геолого-геофизического разреза по профилю 4В на основании интерпретации потенциальных полей // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: Профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 103–108.

Забродин В.Ю. Зоны смятия. М.: Наука, 1977. 108 с.

Загородный В.Г., *Радченко А.Т.* Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 111 с.

Зарубин В.В. Особенности вмещающей среды и закономерности размещения пегматитовых жил месторождения Тэдино (Северная Карелия) // Тр. ВСЕГЕИ. 1969. Т. 147, вып. 2. С. 58–70.

Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов) Л.: Наука, 1988. 215 с.

Земная кора восточной части балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. Л.: Наука, 1978. 228 с.

Зыков Д.С. Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2001. 146 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 534).

Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Недра, 1976. 238 с.

Казаков А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. М.: Наука, 1987. 272 с.

Казаков А.Н. Тектонотип ареальной раннедокембрийской складчатости // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 7–20.

Каулина Т.В. U-Pb датирование цирконов из реперных объектов Беломорско-Лапландского пояса (северо-западное Беломорье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Спб.: ИГГД, 1996. 18 с.

Каулина Т.В. Результаты U-Pb анализа цирконов из пород пояса Танаэлв // Геология и полезные ископаемые северо-запада и центра России. Апатиты: Полиграф, 1999. С. 51–61.

Кислицын Р.В. Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб, 2001. 22 с.

Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

Козлов Н.Е., *Иванов А.А.*, *Нерович М.И.* Лапландский гранулитовый пояс — первичная природа и развитие. Апатиты: ГИ КФ АН СССР, 1990. 168 с.

Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественная эволюция палеозойских метаморфических образований гор Южные Нуратау (Кызылкумы) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 1. С. 37–54.

Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественные парагенезы Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 64–66.

Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественные парагенезы Кукасозерского сегмента Северо-Карельской зоны (Балтийский щит) // Геотектоника. 1998. № 6. С. 72–89.

Колодяжный С.Ю. Процессы вертикальной аккреции в Северо-Карельской зоне Балтийского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1999а. Т. 74, вып. 1. С. 14–29.

Колодяжный С.Ю. Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива // Там же. 1999б. № 6. С. 29–44.

Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические аспекты эволюции Карельского массива в палеопротерозое // Докл. РАН, 2001. Т. 381, № 1. С. 97–102.

Колодяжный С.Ю. Кинематическая модель эволюции Карельского массива в палеопротерозое // Тектоника и геофизика литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2002а. С. 253–256 (Материалы XXXV Тектонич. совещ.; Т. 1).

Колодяжный С.Ю. Структурные парагенезы и кинематика Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002б. № 2. С. 59–79.

Колодяжный С.Ю. Тектоника Восточно-Карельской зоны сдвиговых деформаций // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон // Материалы восьмой международной конференции. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2002в. С. 124–125.

Колодяжный С.Ю. Анализ кинематики Карельского массива в палеопротерозое // Геотектоника. 2003а. № 3. С. 22–41.

Колодяжный С.Ю. К вопросу о генезисе рифейских рифтогенных структур Восточно-Европейской платформы // Докл. РАН, 2003б. Т. 389, № 6. С. 781–785.

Колодяжный С.Ю. Структурные парагенезы Павловского выступа Воронежской антеклизы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003в. Т. 78, вып. 4. С. 23–34.

Колодяжный С.Ю., *Зыков Д.С.*, *Леонов М.Г.*, *Орлов С.Ю.* Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур северо-западного Прионежья (Карельский массив) // Рос. журн. наук о Земле. 2000. Т. 2, № 2. С. 11–27.

Копелиович А.В., *Симанович И.М.* Постседиментационные преобразования пород иотнийской формации Прионежья // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 5. М.: Наука, 1966. С. 61–79.

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).

Коросов В.И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1991. 118 с.

Корреляция докембрия западной части Восточно-Европейской платформы. Апатиты: КФ АН СССР, 1987. 95 с.

Корякин А.С. Некоторые итоги изучения протерозойских кор выветривания Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 9. С. 10–108.

Краснова А.Ф., *Гуськова Е.Г.* Палеомагнетизм раннепротерозойских базитовых интрузий в районе северо-западного Беломорья. 1: Габбро-норитовая интрузия полуострова Толстик // Физика Земли. 1997. № 8. С. 31–37.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 230 с.

Кратц К.О., *Глебовицкий В.А.*, *Былинский Р.В. и др.* Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.

Кратц К.О., *Лазарев Ю.И.* Основные черты тектонических структур ятулия Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Изд-во Кар. и Кольск. фил. АН СССР, 1961. С. 43–57.

Кудряшов Н.М. Геохронология парагнейсов, гранитогнейсов и метадиоритов района оз. Сенное (северо-западное Беломорье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб, 1996. 28 с.

Кудряшов Н.М. U-Pb геохронология друзитового массива Жемчужный // Беломорский подвижный пояс: Геология, геодинамика, геохронология. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. 39 с.

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 В.С., *Слюсарев В.Д.*, *Кочнев-Первухов В.И.* Специфика базит-ультрабазитового магмовыделения в Северной Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 12. С. 160–164.

Лавров М.М., *Свириденко Л.П.* О сочленении карелид и беломорид в Северной Карелии // Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. С. 103–107.

Левченков О.А., *Зингер Т.Ф.*, *Дук В.Л. и др.* U-Pb возраст цирконов гиперстеновых диоритов и гранодиоритов о. Поньгом-Наволок (Балтийский щит, Беломорская тектоническая зона) // Докл. РАН. 1996. Т. 349, № 1. С. 90–92.

Левченков О.А., *Николаев А.А.*, *Богомолов Е.С.*, *Яковлев С.З.* Уран-свинцовый возраст кислых магматитов сумия Северной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 1. С. 3–10.

Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1980. 173 с.

Леонов М.Г. Зеленосланцевый метаморфизм — опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 134 с. (Тр. ГИН; Вып. 433).

Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993а. № 5. С. 16–33.

Леонов М.Г. Структурные ансамбли покровно-складчатых зон. М.: Наука, 1993б. 150 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 486).

Леонов М.Г. Протрузии кристалического фундамента (факт существования, структура, механизм формирования) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994а. Т. 69, вып. 2. С. 3–18.

Леонов М.Г. Тектоническая подвижность фундамента и внутриплатформенный тектогенез в свете представлений о нелинейности геологических процессов // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994б. С. 79–103.

Леонов М.Г. Интрабассейновые (внутриплитные) коллизионные швы и самоблокирующаяся субдукция // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 1. С. 97–100.

Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.

Леонов М.Г., *Зыков Д.С.*, *Колодяжный С.Ю.* О признаках тектонического течения горных масс фундамента в постледниковое время (Северо-Карельская зона Балтийского щита) // Геотектоника. 1998. № 3. С. 71–79.

Леонов М.Г., *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические ансамбли и некоторые особенности постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит) // Там же. 2002. № 5. С. 19–44.

Леонов М.Г., *Колодяжный С.Ю.*, *Зыков Д.С. и др.* Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. М.: ГЕОС, 2001. 120 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 536).

Леонов М.Г., *Колодяжный С.Ю.*, *Зыков Д.С.*, *Полещук А.В.* Тектоника Онежской мульды. Ст. 1: Особенности геологического строения // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003а. № 1. С. 3–11.

Леонов М.Г., *Колодяжный С.Ю.*, *Зыков Д.С.*, *Полещук А.В.* Тектоника Онежской мульды. Ст. 2: Глубинное строение, неотектоника и геодинамика // Там же. 2003б. № 2. С. 12–18.

Леонов М.Г., *Колодяжный С.Ю.*, *Кунина Н.М.* Вертикальная аккреция земной коры: Структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 521).

Леонов М.Г., *Колодяжный С.Ю.*, *Петрова В.В.* О характере взаимоотношений архейского фундамента и ятулийского проточехла Карельского массива (на примере района оз. Сегозеро // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 2. С. 3–14.

Леонов М.Г., *Колодяжный С.Ю.*, *Соловьев А.Ю.* Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29–48.

Леонов М.Г., *Колодяжный С.Ю.*, *Сомин М.Л.* Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 3. С. 20–32.

Леонов М.Г., *Колодяжный С.Ю.*, *Сомин М.Л.* О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных складок Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 22–32.

Леонов М.Г., *Колодяжный С.Ю.*, *Сомин М.Л.* Некоторые особенности строения и генезис глыбовых конгломератов района оз. Панаярви (Северо-Карельская зона Балтийского щита) // Докл. РАН. 1998. Т. 363, № 6. С. 793–796.

Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.

Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Там же. 1993. № 5. С. 4–15.

Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Там же. 1997. № 4. С. 3–23.

Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Там же. 2001. № 2. С. 3–16.

Летников Ф.А., *Балышев С.О.*, *Лашкевич В.В.* Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Там же. 2000. № 1. С. 3–22.

Ли Сы-Гуан. Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем Северо-Западного Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 129 с.

Лишневский Э.Н. Региональные структурно-плотностные неоднородности архейского фундамента Карелии в свете гравиметрических данных // Геотектоника. 1998. № 3. С. 55–68.

Лишневский Э.Н. Раннедокембрийские граниты: трехмерные фигуры и положение в структуре земной коры (на примере Карелии) // Там же. 2000. № 1. С. 23–32.

Лобач-Жученко С.Б., *Бибикова Е.В.*, *Другова Г.М. и др.* Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы Северо-Западного Беломорья // Петрология. 1993. Т. 1, № 6. С. 657–677.

Лобач-Жученко С.Б., *Чекулаев В.П.*, *Арестова Н.А. и др.* Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.

Лобач-Жученко С.Б., *Чекулаев В.П.*, *Степанов В.С. и др.* Беломорский пояс — позднеархейская аккреционно-коллизионная зона Балтийского щита // Докл. РАН. 1998. Т. 358, № 2. С. 226–229.

Лукьянов А.В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 34–113 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80).

Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 212 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 136).

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–146 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).

Лукьянов А.В. Методические проблемы структурных исследований кристаллических комплексов // Структурные иссследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 35–52.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.

Лукьянов А.В., *Лукьянова В.Т.* Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов: В 2 ч. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 121–172.

Макарихин В.В., *Медведев П.В.*, *Сацук Ю.И.* Расчленение и корреляция ятулия стратотипической местности (нижний протерозой Карелии) // Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1995. С. 72–83.

Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических условиях. Л.: Наука, 1985. 310 с.

Милеев В.С. Структурный парагенезис — основа корреляции структурных форм, сформированных в еди-

ных динамокинематических условиях // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978. С. 44–55.

Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 144 с.

Миллер Ю.В. Необычные пликативные формы в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 1997. № 4. С. 80–89.

Миллер Ю.В. Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона // Там же. 2002. № 4. С. 14–25.

Миллер Ю.В., Львов А.Б., Мыскова Т.А., Милькевич Р.И. Позиция раннепротерозойских друзитов в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1995. Вып. 4 (№ 28). С. 63–71.

Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.

Миллер Ю.В., Мыскова Т.А., Милькевич Р.И. Супракрустальные образования тектонических окон краевой части Карельского кратона (Северо-Западное Беломорье) // Там же. 2002. № 1. С. 13–28.

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

Минц М.В. Архейская тектоника миниплит // Там же. 1998. № 6. С. 3–22.

Минц М.В., Берзин Р.Г., Бабарина И.И. и др. Глубинное строение и эволюция раннедокемюрийской коры восточной части Фенноскандинавского щита // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: Материалы 8-й междунар. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. С. 163–165.

Минц М.В., Берзин Р.Г., Бабаянц П.С. и др. Палеопротерозойские коллизионные структуры в глубинном строении коры Карельского кратона: синтез результатов сейсмопрофилирования МОГТ, интерпретации потенциальных полей и геологических данных // Тектоника и геофизика литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2002. С. 357–360 (Материалы XXXV Тектонич. совещ.; Т. 1).

Минц М.В., Берзин Р.Г., Заможняя 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.

Минц М.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К. и др. Глубинное строение раннедокембрийской коры Карельского кратона, юго-восток Фенноскандинавского щита: результаты исследований вдоль профиля МОГТ 4В // Геотектоника. 2004. № 2. С. 10–29.

Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение, эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 277 с.

Минц М.В., Ступак В.М. Методические подход к геологической интерпретации сейсморазведочных материалов, характеризующих глубинное строение кристаллической коры вдоль профиля 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: Профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 144–156.

Минц М.В., Ступак В.М. Природа сейсмических отражений в кристаллической коре: сейсмическое моделирование с использованием материалов Кольской СГС // Тектоника и геофизика литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2002. С. 3–7 (Материалы XXXV Тектонич. совещ.; Т. 2).

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

Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 3 (№ 21). С. 5–18.

Митрофанов Ф.П., Пожиленко В.И., Глазнев В.Н. Взаимоотношения крупных поверхностных структур и элементов глубинного строения коры северо-востока Балтийского щита // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: Материалы 8-й междунар. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. С. 165–166.

Митрофанов Ф.П., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. Состав, структура и процессы архейской литосферы // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 134–144.

Морозов Ю.А. О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.

Морозов Ю.А. Об «обратном» кинематическом эффекте при надвигообразовании и его структурных и тектонических следствиях // Докл. РАН. 2002а. Т. 384, № 3. С. 368–371.

Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002б. № 6. С. 3–24.

Морозов Ю.А., Гафт Д.Е. О природе гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья // Структура и петрология докембрийских комплексов. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. С. 3–120.

Морозов Ю.А., Гептнер Т.М. Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 219–258.

Московченко Н.И. Тектоническое строение унаследованных прогибов Северо-Ладожской и Северо-Карельской зон. Северо-Карельская зона (восточная

часть) // Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. С. 96–102.

Московченко Н.И., *Турченко С.И.* Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л.: Наука, 1975. 138 с.

Мыскова Т.А., *Милькевич Р.И.*, *Львов А.Б.*, *Миллер Ю.В.* Происхождение чупинских гнейсов Беломорья в свете новых литолого-геохимических данных // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 6. С. 653–664.

Негруца В.З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии // Сов. геология. 1963. № 7. С. 52–76.

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

Негруца В.З., *Полеховский Ю.С.* Заонежско-суйсарская глобальная перестройка докембрийской системы кора–мантия // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. СПб: ИГГД РАН, 1995. С. 48–49.

Ненахов В.М. Геодинамические особенности раннего архея // Геотектоника. 2001. № 1. С. 3–15.

Нерович Л.И. Петрология и геохронология анортозитов Лапландского гранулитового пояса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Апатиты: КНЦ РАН, 1999. 23 с.

Николаев А.А., *Ручьев А.М.*, *Левченков О.А.* К геохронологии гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и магматизм докембрия Карелии: Опер.-информ. материалы за 1992 г. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1993. С. 55–60.

Николаев В.Г. Паннонский бассейн (строение осадочного чехла и развитие). М.: Наука, 1986. 104 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 406).

Николаевский В.Н. Механика пористых и трещиноватых сред. М.: Недра, 1984. 232 с.

Новикова А.С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 152 с.

Новикова А.С., *Чахмачев В.Г.* К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций // Геотектоника. 1967. № 4. С. 22–31.

Отчет Центрально-Карельской экспедиции № 32 о результатах поисковых и поисково-оценочных работ в 1988–1990 г. на Заонежской и Уницкой площадях. Чебино: М-во Северо-Западной геологии, концерн «Союзгеологоразведка», 1991. 512 с.

Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. 194 с.

Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1969. 185 с.

Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 167 с.

Паталаха Е.И. Тектонический поток типа «торнадо» в геологических структурах: Бразильский щит, Средиземноморье, Черное море // Минеральные ресурсы Украины. 2000. № 1. С. 38–39.

Паталаха Е.И., *Гончар В.В.*, *Трофименко Г.Л.* Лагранжева турбулентность и структурообразование тектоносферы // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты: В 2 т. М.: ГЕОС, 2001. С. 101–105 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т. 2).

Перчук Л.Л. Геотермобарометрия и перемещение кристаллических пород в коре и верхней мантии Земли // Соросовский образовательный журнал. 1997. № 7. С. 64–72.

Петров В.П., *Волошина З.М.* К характеристике метаморфической истории Северо-Карельского пояса карелид // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: КФ АН СССР, 1987. С. 75–83.

Пожиленко В.И. Строение и данные к формационной характеристике Риколатвинской зоны Беломорья // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1984. С. 56–63.

Пожиленко В.И., *Балашов Ю.А.*, *Ганнибал Л.Ф.*, *Кощеев О.А.* Возраст эндогенных процессов Енского сегмента Беломорья // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. СПб: Наука, 1995. С. 53–54.

Пожиленко В.И., *Гавриленко Б.В.*, *Жиров Д.В.*, *Жабин С.В.* Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 с.

Полеховский Ю.С., *Тарасова М.П.*, *Нестеров А.Р.* Благороднометальная минерализация месторождений комплексных руд в докембрийских черных сланцах Заонежья Карелии // Благородные металлы и алмазы севера европейской части России: Тез. докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 85–87.

Полканов А.А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита // Тр. XVII сес. МГК. М.: ОНГП, 1939. Т. 2. С. 27–58.

Приняткина Л.А., *Глебовицкий В.А.*, *Шлайфштейн Б.А.* О ранних стадиях развития Беломорско-Лапландского метаморфического пояса // Восточная часть Балтийского щита, геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975. С. 59–69.

Приняткина Л.А. Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л.: Наука, 1979. 127 с.

Проскуряков В.В., *Гаскельберг В.Г.*, *Пилацкий В.Э. и др.* Глубинное строение, геодинамика и магматизм восточной части Балтийского щита // Геология северо-запада Российской федерации. СПб: Сев.-зап. региональный геол. центр, 1993. С. 4–26.

Путеводитель геологических экскурсий по Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1987. 92 с.

Пухтель И.С., *Богатиков О.А.*, *Куликов В.В. и др.* Роль коровых и мантийных источников в петрогенезисе континентального магматизма: изотопно-геохимические данные по раннепротерозойским пикритам Онежского плато, Балтийский щит // Петрология. 1995. Т. 3, № 4. С. 397–419.

Пушкарев Ю.Д., *Кравченко Э.В.*, *Шестаков Г.И.* Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.

Раген Э. Геология гранита. М.: Недра, 1979. 327 с.

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов: В 2 ч. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 173–235.

Рейнек Г.-Э., *Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.

Рейнер М. Деформация и течение. Введение в реологию. М.: Гостоптехиздат, 1963. 381 с.

Рийконен О.А. Основной вопрос стратиграфии протерозоя центральной Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Изд-во Кар. и Кольск. фил. АН СССР, 1961. С. 84–89.

Робонен В.И., *Рыбаков С.И.* Вулканизм в протерозое Карелии. Лопийский этап. Вулканические постройки протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1978. С. 15–18.

Розен О.М., *Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Научный мир, 2001. 188 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 545).

Рундквист Д.В., *Минц М.В.*, *Ларин А.М. и др.* Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М.: МПР РФ: РАН: Геокарт: Росгео, 1999. 399 с.

Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 628 с.

Ручьев А.М. О некоторых особенностях парагнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1998а. С. 73–81.

Ручьев А.М. О температурах образования реликтовых гранат-биотитовых плагиогнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1998б. С. 82–88.

Ручьев А.М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 12–25.

Ручьев А.М. Подвижность редкоземельных элементов в и возникновение европиевых аномалий при метаморфизме (на примере парагнейсов чупинской свиты, беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 99–106.

Рыбаков С.И., *Голубев А.И.*, *Слюсарев В.Д. и др.* Протерозойский рифтогенез и его роль в формировании Беломорской подвижной зоны // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 4–11.

Рыка В., *Малишевская А.* Петрографический словарь: Пер. с пол. М.: Недра, 1989. 590 с.

Салоп Д.И. Гнейсогранулитовый комплекс — фундамент карелид в Приладожье и свекофеннид на юге Финляндии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 5. С. 3–17.

Салье М.Е., *Бутузов С.С.*, *Душейко С.И. и др.* Геология и пегматитоносность беломорид. Л.: Наука, 1985. 251 с.

Самсонов А.В., *Берзин Р.Г.*, *Заможняя Н.Г. и др.* Процессы формирования раннедокембрийской коры северо-запада 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.

Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.

Светов С.А., *Хухма Х.* Архейские коматеит-толеитовые ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии — Sm-Nd систематика: Тез. докл. междунар. конф.: Проблемы генезиса магматических и метаморфических прод. СПб: Изд-во СПбГУ, 1998. С. 132–133.

Светова А.И. Койкарская вулканическая постройка // Вулканические постройки Карелии. Л.: Наука, 1978. С. 75–82.

Свириденко Л.П. Гранитобразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л.: Наука, 1980. 216 с.

Седова И.С., *Глебовицкий В.А.*, *Семенов А.П.* Эволюция метаморфизма позднеархейского периода района Тупой губы оз. Ковдозера, северо-западное Беломорье // Петрология. 1996. Т. 4, № 2. С. 150–170.

Сейсмическая модель литосферы Северной Европы. Лапландско-Печенгский район / Н.В. Шаров, А.Н. - Виноградов, Н.Е. Галдин и др. Апатиты: ГИ КФ РАН, 1997. 226 с.

Сергеев С.А., *Бибикова Е.Н.*, *Левченков О.А. и др.* Изотопная геохронология гнейсового комплекса Водла // Геохимия. 1990. № 1. С. 73–83.

Сибелев О.С. Особенности тектонометаморфической эволюции верхнеархейского комплекса северо-восточной части Лехтинской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.3. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 54–65.

Скляров Е.В., *Мазукабзов А.М.*, *Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: СО РАН: НИЦ ОИГМ, 1997. 182 с.

Слабунов А.И. Керетская позднеархейская гранит-зеленокаменная система Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1990. 24 с.

Слабунов А.И. Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61–74.

Слабунов А.И. Геологическое строение южного замыкания Керетской гранит-зеленокаменной системы в районе оз. Нижнее Кумозеро — оз. Кукуа // Вопросы геологии, магматизма и рудогенеза Карелии: Опер.-информ. материалы за 1995 г. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1996. С. 10–13.

Слабунов А.И. Петрогеохимические особенности андезитобазальтов олангской свиты структуры Паанаярви (Северная Карелия) // Геология, петрография и геохимия докембрийских образований Карелии: Опер.-информ. материалы за 1996 г. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1997. С. 15–19.

Слабунов А.И., *Ларионов А.Н.*, *Бибикова Е.В. и др.* Геология и геохронология Шобозерского массива комплекса лерцолитов–габбро-норитов Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.3. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 3–14.

Слабунов А.И., *Степанов В.С.* Раннепротерозойские супракрустальные образования северной части Шомбозерской структуры // Вопросы геологии, магматизма и рудогенеза Карелии: Опера.-информ. материалы за 1995 г. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1996. С. 7–10.

Соколов В.А. История геологического развития среднего протерозоя Карелии // Геотектоника. 1972. № 5. С. 61–72.

Соколов В.А., *Галдобина Л.П.*, *Рылеев А.В. и др.* Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 366 с.

Соколов С.Д. Концепция тектонической расслоенности литосферы: история создания и основные положения // Геотектоника. 1990. № 6. С. 3–19.

Сомин М.Л. Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971. 246 с.

Сомин М.Л., *Видяпин Ю.П.* Соотношения фундамент–чехол и проблема происхождения альпийской складчатости Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 62–69.

Сомин М.Л., *Травин В.В.* О сумийских кварцитах и природе Кукасозерской структуры Балтийского щита // Докл. РАН, 2002. Т. 382, № 1. С. 92–96.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

Степанов В.С. Ультрабазиты и амфиболиты оз. Серяк (к проблеме генезиса беломорских амфиболитов) // Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск: КарФ АН СССР, 1983. С. 27–38.

Степанов В.С., *Слабунов А.И.* Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1989. 176 с.

Стратиграфия докембрия Карельской АССР (архей, нижний протерозой). Петрозаводск: КарФ АН СССР, 1984. 115 с.

Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита / М.И. Голод, М.М. Стенарь, А.С. Гришин и др. Л.: Наука, 1983. 179 с.

Строение литосферы Балтийского щита. М.: ВИНИТИ, 1993. 166 с.

Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. 216 с.

Суворов А.И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 173–237.

Суворов А.И. Тектоническая расслоенность и тектонические движения в континентальной литосфере // Геотектоника. 2000. № 6. С. 15–25.

Сыстра Ю.Й. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука, 1978. 168 с.

Сыстра Ю.Й. Тектоника карельского региона. СПб: Наука, 1991. 176 с.

Сыстра Ю.Й. Глубинные разломы Северной Карелии // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1994. С. 202–213.

Сыстра Ю.Й. Складчатость центральной части Беломорской структурной зоны // Беломорский структурный пояс: Геология, геодинамика, геохронология. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1997. С. 4–18.

Сыстра Ю.Й., *Пожиленко В.И.*, *Шаров Н.В. и др.* Геология и глубинное строение земной коры вдоль сейсмического профиля 4В Кемь–Калевала–Госграница // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 11–28.

Сыстра Ю.Й., *Скорнякова Н.И.* Конические складки в древних сложноскладчатых образованиях Северной Карелии // Геотектоника. 1980. № 1. С. 30–42.

Талицкий В.Г. Генетические типы структурных парагенезов // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1994. № 4. С. 65–72.

Талицкий В.Г. Некоторые механизмы и следствия деформационных объемных эффектов в неоднородной среде// Геотектоника. 1998. № 2. С. 93–105.

Талицкий В.Г. Структурные парагенезы как результат процессов самоорганизации в деформируемой геологической среде // Там же. 1999. № 2. С. 80–93.

Талицкий В.Г. Проблемы моделирования тектонических деформаций и модель структурообразования в геологической среде // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2002. № 4. С. 3–12.

Тевелев Арк.В. Кинематика классических сдвигов // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Материалы XXXIII Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 514–518.

Тевелев Арк.В. Тектоника и кинематика сдвиговых зон: Афтореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2002. 50 с.

Тевелев Ал.В., *Тевелев Арк.В.* Эволюция структурных парагенезов при формировании магматических комплексов // Структурные парагенезы и их анасамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 175–177.

Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 215 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).

Терехов Е.Н. Строение зон сочленения гранулитовых и гранитогнейсовых комплексов восточной части Балтийского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, 1984. 17 с.

Терехов Е.Н. Лежачие складки беломорского комплекса как индикаторы обстановки растяжения // Об-

щие вопросы тектоники. Тектоника России: Материалы XXXIII Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 518–521.

Терехов Е.Н. Геологическое строение Лапландско-Беломорского пояса и роль процессов растяжения в его эволюции: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2003. 49 с.

Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Субщелочные граниты основания Лапландских гранулитовых покровов как геохимические аналоги гранитов рапакиви // Геохимия. 1995. № 2. С. 147–187.

Терехов Е.Н. Суханов М.К. Структурное положение и особенности петрогенезиса анортозитов восточной части Балтийского щита // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: Материалы 8-й междунар. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. С. 235–236.

Терехов Е.Н., Щербакова Т.Ф. Кианитсодержащие породы Лапландско-Беломорского пояса как индикаторы геодинамических режимов в докембрии // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: Материалы 8-й междунар. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. С. 236–238.

Тимофеев В.М. Геологическая карта Карелии. М.; Л.: ОНГП, 1935. 44 с.

Травин В.В. О гранитоидах фундамента Карелид Северной Карелии // Вопросы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1993. С. 4–24.

Травин В.В. Формирование структуры Северо-Карельской синклинорной зоны. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1996. 20 с.

Травин В.В. К проблеме формирования сложноскладчатой структуры Кукасозерского синклинория (Северная Карелия) // Геотектоника. 2000. № 1. С. 33–45.

Трофимов Н.Н. Механизм формирования стратиморфного золото-платино-палладиевого и титаномагнетитового оруденения в габбро-долеритовых интрузиях нижнего протерозоя Карелии // Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1995. С. 97–98.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Геологическая экскурсия по разрезу Койкарско-Святонаволокоской габбро-долеритовой интрузии со стратиформным титаномагнетитовым и благороднометалльным оруденением // Путеводитель геологических экскурсий по Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ, 1995. С. 14–26.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.

Тугаринов А.И. Бибикова Е.В., Горлов Н.В. О возрастном взаимоотношении карельской и беломорской формаций // Геохимия. 1970. № 3. С. 303–308.

Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974. 326 с.

Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита / О.А. Беляев, С.А. Бушмин, О.И. Володичев и др. Л.: Наука, 1990. 144 с.

Федоровский В.С. Гнейсово-купольный тектогенез как индикатор коллизии // Земная кора и мантия. Иркутск: Наука, 1995. С. 105–106.

Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.

Филатова В.Т. Геодинамика подъема нижнекоровых пород при формировании Лапландского гранулитового пояса (Кольский полуостров) // Рос. геофиз. журн. 1994. № 3/4. С.41–46.

Филатова В.Т. Особенности формирования Лапландского гранулитового пояса: внутрикоровая обдукция и образование коллизионной структуры при отсутствии явлений орогенеза // Отечественная геология. 2002. № 1. С. 63–68.

Филатова В.Т., Виноградов А.Н. Метаморфизм и геодинамика Лапландско-Кольского коллизиона: математическое моделирование и оценка роли термомеханических процессов // Там же. 2000. № 6. С. 58–63.

Филатова В.Т., Митрофанов Ф.П., Виноградов А.Н. Тектонофизика внутриплитного коллизиона: концептуальные подходы и результаты моделирования эволюции коровых астеносферно-террейновых ансамблей Балтийского щита // Геология и геодинамика / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: Полиграф, 2002. С. 57–73.

Филиппов М.М., Клабуков Б.Н. Геофизические признаки шунгитоносных купольных структур // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 80–88.

Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.Н. Экспериментальные исследования равновесий с минералами переменного состава и геологическая термобарометрия // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука, 1994. С. 323–355.

Фриш Т., Джексон Г.Д., Глебовицкий В.А. и др. U-Pb геохронология Колвицкого габбро-анортозитового комплекса, южная часть Кольского полуострова, Россия // Петрология. 1995. Т. 3, № 3. С. 248–254.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.

Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника: Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

Харитонов Л.Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма Карелии // Сов. геология. 1963. № 4. С. 24–53.

Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Наука, 1966. 360 с.

Хейсканен К.И. Карельская геосинклиналь. Л.: Наука, 1980. 165 с.

Хейсканен К.И. Палеогеография Балтийского щита в карельское время. Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1990. 126 с.

Хейсканен К.И. Корррляция карельских образований Балтийского щита // Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1995. С. 3–21.

Хейсканен К.И. Раннепротерозойские седиментационные бассейны Балтийского щита (корреляция разрезов, реконструкции, эволюция). Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб; Петрозаводск, 1996. 64 с.

Цьонь О.В. Изотопы свинца в чарнокитах Северной Карелии // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1985. С. 41–54.

Чекулаев В.П., *Лобач-Жученко С.Б.*, *Левский Л.К. и др.* Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 805–816.

Чередниченко А.И. Тектонофизические условия минеральных преобразований в твердых горных породах. Киев: Наук. думка, 1964. 183 с.

Шарков Е.В. Континентальный рифтовый магматизм нижнего протерозоя Карело-Кольского региона // Геотектоника. 1984. № 2. С. 37–50.

Шарков Е.В., *Богатиков О.А.*, *Красивская И.С.* Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.

Шарков Е.В., *Смолкин В.Ф.*, *Красивская И.С.* Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород // Петрология. 1997. Т. 5, № ... С. 503–522.

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

Шатский Г.В., *Горощенко Г.Л.* Минерагения ятулийских образований Северо-Карельской зоны на примере Кукасозерского синклинория // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 6. С. 107–120.

Шульдинер В.И. Геотермальные серии и фациальные типы метаморфических комплексов // Докл. РАН. 1992. Т. 327, № 4/6. С. 551–558.

Шуркин К.А., *Горлов Н.В.*, *Салье М.Е. и др.* Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (Геология и пегматитоносность). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 306 с.

Шуркин К.А., *Шемякин В.М. Пушкарев Ю.Д. и др.* Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид (Беломорско-Карельский глубинный разлом). Л.: Наука, 1974. 134 с.

Щипанский А.А. , *Бабарина И.И.*, *Крылов К.А. и др.* Древнейшие офиолиты на Земле: позднеархейский супрасубдукционный комплекс Ириногорской структуры Северо-Карельского зеленокаменного пояса // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 3. С. 376–380.

Щипцова Н.И. Наложенные деформации района озер Верхнее и Нижнее Кумозеро (Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2000. С. 26–34.

Щипцова Н.И. Свекофеннская складчатость в гранитоидах северо-восточной части Пьяозерского блока // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ, 1994а. С. 202–213.

Щипцова Н.И. Свекофеннская складчатость в гранитоидах юго-восточного берега Кукасозера (Тайболъярвминский домен) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ, 1994б. С. 191–201.

Эз В.В. Особенности структуры метаморфических толщ // Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра, 1970. С. 192–258.

Эз В.В. Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985. 240 с.

Эскола П. Докембрий Финляндии // Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967. С. 154–261.

Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 175 с. (Тр. ИГ КарФ АН СССР; Вып. 18).

Allerton S. Geometry and kinematics of vertical-axis rotations in fold and thrust belts // Tectonophysics. 1998. Vol. 299. P. 15–30.

Amelin Yu.V., *Hearman L.M.*, *Semenov V.S.* U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res., 1995. Vol. 75. P. 31–46.

Balagansky V.V., *Timmerman M.J.*, *Kislitsyn R.V.* 2.5–1.9 Ga magmatism, metamorphism and deformation in the southeastern branch of the Lapland granulite belt, Kola Peninsula, Russia // Terra Nova, 1994. V. 6 (Suppl 2). P. 2.

Balagansky V.V., *Timmerman M.J.*, *Kozlova N.Ye.*, *Kislitsyn R.V.* A 2.44 Ga syn-tectonic mafic dyke swarm in the Kolvitsa Belt, Kola Peninsula, Russia: implications for early Palaeproterozoic tectonics in the northeastern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2001. Vol. 105. P. 269–287.

Balashov Yu.A., *Mitrofanov F.P.*, *Balagansky V.V.* New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian Region and Finland. Apatity, 1992. P. 13–34.

Barbey P., *Convert J.*, *Moreau B. et al.* Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogenic belts: the granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // Bull. Geol. Soc. Finland. 1984. Vol. 56, N 1/2. P. 161–188.

Barbey P., *Raith M.* The granulite belt of Lapland // Granulites and crustal evolution. Kluwer Acad. Publ., Netherlands, 1990. P. 111–132.

Beard A.D., *Downes H.*, *Vetrin V. et al.* Petrogenesis of Devonian lamprophyre and carbonatite minor intrusions, Kandalaksha (Kola Peninsula, Russia) // Lithos. 1996. N 39. P. 93–119.

Behrmann J.H. A precautionary note on shear bands as kinematic indicators // J. Struct. Geol. 1987. Vol. 9, N 5/6. P. 659–666.

Bell T.H. Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation // J. Metamorphic Geol. 1985. Vol. 3. P. 109–118.

Bernard-Griffiths J., *Peucat J.J.*, *Postaire B. et al.* Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // Precambrian Res. 1984. Vol. 23. P. 325–348.

Berthe D., *Brun J. P.* Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican shear zone, France // J. Struct. Geol. 1980, Vol. 2, N 1/2. P. 127–133.

Berthe D., *Choukroune P.*, *Jegouzo P.* Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites; example of South Armoricain shear zone // Ibid. 1979. Vol. 1. P. 31–42.

Bibikova E.V., *Skiold T.*, *Bogdanova S.V.* Age and geodynamic aspects of the oldest rocks in the Precambrian Belomorian Belt of the Baltic (Fennoscandian) shield // Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. T.S. Brewer (Ed.) Geol. Soc. Spec. Publ. 1996. N 112. P. 58–68.

Bibikova E., *Skiold T.*, *Bogdanova S. et al.* Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // Precambrian Res. 2001. Vol. 105. P. 315–330.

Blumenfeld P., *Bouchez J.L.* Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states // J. Struct. Geol. 1988. Vol. 10. P. 361–372.

Bogdanova S.V. High-grade metamorphism of 2,45–2,4 Ga age in mafic intrusions of the Belomorian Belt in the northeastern Baltic Shield // Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region / T.S. Brewer (Ed.) Geol. Soc. Spec. Publ. 1996. N 112. P. 69–90.

Bogdanova S.V., *Bibikova E.V.* The «Saamian» of the Belomorian Mobile Belt: new geochronological constrains // Precambrian Res. 1993. N 64. P. 131–152.

Bogdanova S.V., *Pashkevich I.K.*, *Gorbatchev R.*, *Orlyuk M.I.* Riphean rifting and major Palaeproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophisics // Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 1–21.

Bowes D.R., *Halden N.M.*, *Koistinen T.J.*, *Park A.F.* Structural features of basement and cover rocks in the eastern Svecokarelides, Finland // Precambrean Tectonics Illustrated. Stuttgart: Springer-Verlag, 1984. P. 147–171.

Bridgwater D., *Glebovitsky V.A.*, *Sedova I.S. et al.* Subhorizontal stretching fabrics and high grade metamorphic assemblages in 2.5–2.35 Ga. syntectonic igneous suites from Belomorian fold belt. Evidence of acid-basic igneous activity during extension in the deep crust // IGCP Symposium 275/371. Nottingham Terra Nova, 1994. Vol. 6, abstract suppl. 2. P. 4.

Bridgwater D., *Mengel F.*, *Fryer B. et al.* Early Proterozoic mafic dykes in the North Atlantic and Baltic cratons: field setting and chemistry of distinctive dyke swarms // Early Precambrian Processes / M.P. Coward and A.C. Ries (Eds.) // Geol. Soc. Spec. Publ. 1995. N 95, P. 193–210.

Brunel M. Quartz fabrics in shear-zone mylonite: evidence for major imprint due to late strain increments // Tectonophysics. 1980. Vol. 64. P. T33–T44.

Carey S.W. The orocline concept in geotectonics // The papers and proceedings of the Royal Society of Tasmania. 1955. Vol. 89. P. 255–288.

Carey S.W. Genesis of the Himalayan System from Turkey to Burma // Geol. Surv. India Misc. Publ. 1982. N 41, pt. 3. P. 401–416.

Chen P., *Molnar P.* The depth distribution of intracontinental and intraplate earthquakes and its implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 4183–4214.

Choukroune P., *Gapais D.*, *Merle O.* Shear criteria and structural symmetry // J. Struct. Geol. 1987. Vol. 9, N 5/6. P. 525–530.

Cobbold P.R., *Gapais D.* Shear criteria in rocks: an introductory review // Ibid. 1987. Vol. 9. N 5/6. P. 521–523.

Cobbold P.R., *Quinquis H.* Development of sheath fold in shear regimes // Ibid. 1980. Vol. 2. N 1/2. P. 119–126.

Cox S.F. Antitaxial crack-seal vein microstructures and their relationship to displacement path // Ibid. 1987. Vol. 9. P. 779–787.

Daly J.S., *Balagansky V.V.*, *Timmerman M.J. et al.* Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence for a trans-crustal suture in the Lapland-Kola Orogen, nothern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2001. Vol. 105. P. 289–314.

De Jong K., *Rex D.C.*, *Guise P.O. et al.* $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral step-heating ages along a transect through the Lapland-Kola orogen and their implications for the Paleoproterozoic of the Kola Peninsula // SVEKALAPKO WS. Lammi. 28–30.11. 1996. P. 28–29.

De Jong K, *Timmerman M.J.*, *Guise P.O. et al.* 1.7 Ga thermal resetting related to post-tectonic magmatism shown by $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral dating in the Paleoproterozoic Lapland-Kola Orogen (Russia) // «SVEKALAPKO an EUROPROBE project». 4th Workshop. Lammi, Finland, 1999. P. 19.

Dewey J.F. Nature and origin of kink bands // Tectonophysics. 1965. Vol. 1. P. 459–494.

Ekdahl E. Early proterozoic Karelian and Svecokarelian formations and the evolution of the Raahe-Ladoga Ore Zone, based on the Pielavesi area, central Finland // Geol. Surv. Finland. Bull. 1993. Vol. 373. 137 p.

Escola P. The problem of mantled gneiss domes // Quart. J. Geol. Soc. London. 1949. Vol. 104, pt. 4. P. 461–476.

Etchecopar A., *Malavieille J.* Computer models of pressure shadows: a method for strain measurement and shear-sense determination // J. Struct. Geol. 1987. Vol. 9, N 5/6. P. 667–677.

Etchecopar A., *Vasseur G.* A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and natural examples // Ibid. 1987. Vol. 9, N 5/6. P. 705–717.

Ferrill D., *Morris A.P.* Dilational normal faults // Ibid. 2003. Vol. 25. P. 183–196.

Fletcher R. C. Three-dimensional folding of an embedded viscous layer in pure shear // Ibid. 1991. Vol. 13, N 1. P. 87–96.

Frisch T., *Jackson G.D.*, *Glebovitsky V.A. et al.* U-Pb ages of zircon from the Kolvitsa gabbro-anorthosite complex, southern Kola peninsula // Russia. Petrology. Vol. 3, 1995. P. 219–225.

Frisch W., *Dunkl I.*, *Kuhlemann J.* Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps // Tectonophysics. 2000. Vol. 327. P. 239–265.

Gaal G., *Gorbatchev R.* An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Res. 1987. Vol. 35, N 1/2. P. 15–72.

Gamond J.F. Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones // J. Struct. Geol. 1987. Vol. 9, N 5/6. P. 609–620.

Gapais D., *Bale P.*, *Choukroune P.*, *Cobbold P.R.*, *Manjoub Y.*, *Marquer D.* Balk kinematics from shear zone patterns: some field examples // Ibid. 1987. Vol. 9, N 5/6. P. 635–646.

Ghosh S.K., *Ramberg H.* Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear// Tectonophisics. 1976. Vol. 34. P. 1–70.

Giuseppe Cello, *Stefano Mazzoli*. Extensional processes driven by large-scale duplexing in collisional regimes // J. Struct. Geol. 1996. Vol. 18, N 10. P. 1275–1279.

Glebovitsky V.A. Tectonics and Metamorphism of Early Precambrian: the Eastern Baltic shield // Regionalnaya Geologia and Metallogeniya. 1993. Vol. 1. P. 7–27.

Glebovitsky, *V.A.* Early Precambrian of Russia. Harwood: Acad. Publishers, 1997. 261 p.

Glebovitsky V., *Marker M.*, *Alexejev N. et al.* Age, evolution and regional setting of the Palaeoproterozoic Umba igneous suite in the Kolvitsa-Umba zone, Kola Peninsula: constraints from new geological, geochemical and U-Pb zircon data // Precambrian Res. 2001. Vol. 105. P. 247–267.

Gorbatschev R., *Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // Ibid. 1993. Vol. 64. P. 3–21.

Gosh S.K. The problem of shearing along axial plane foliations // J. Struct. Geol. 1982. Vol. 4. P. 63–68.

Hanmer S. Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators // Ibid. 1986. Vol. 8. P. 111–122.

Hanmer S., *Passchier C.* Shear-sense indicators: a review. Ottawa: Geological survey of Canada, 1991, Pap. 90–17. 72 p.

Harland W.B. Tectonic transpression in calidonian Spitsbergen // Geol. Mag. 1971. Vol. 108. P. 27–42.

Harris L.B., *Koyi H.A.* Centrifuge modelling of folding in high-grade rocks during rifting // J. Struct. Geol. 2003. Vol. 25. P. 291–305.

Hobbs B.E., *Means W.D.*, *Williams P.F.* An outline of structural geology. Wiley and Sons, 1976, 571 p.

Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence fot the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland // Geol. Surv. Finll. Bull. 1986. V. 337. 48 p.

Ivanov S.N. Ivanov K.S. Hydrodynamic zoning of Earth's crust and its significance // J. Geodyn. 1993. V. 17, N 4. P. 155–180.

Jegouzo P. The South Armorican shear zone // J. Struct. Geol. 1980. Vol. 2, N 1/2. P. 39–47.

Jones R.R., *Tanner P.G.* Strain partitioning in transpression zones // Ibid. 1995. Vol. 17, N 6. P. 793–802.

Jordan P.G. The deformation behavior of bimineralic limestone-halite aggregates // Tectonophysics. 1987. Vol. 135. P. 185–197.

Karki A. Multistage structural evolution of crustal-scale shear zones in the central Fennoscandian shield, Finland — evidence of variations in tectonic stress fields: Abst. Proterozoic evolution in the North Atlantic Realm: Intern. conf. Goose Bay, Labrador. 1996. P. 87–89.

Karki A., *Laajoki K.* An interlinked system of folds and ductile shear zones — late stage Svecokarelian deformation in the central Fennoscandian Shield // J. Struct. Geol. 1995. Vol. 17. P. 1233–1247.

Karki A., *Laajoki K.*, *Luukas J.* Major Paleoproterozoic shear zones of the Central Fennoscandian Sield // Precambrian Ras. 1993. Vol. 64. P. 207–224.

Koistinen T. Structural evolution of an early Proterozoic strata-bound Cu-Co-Zn deposit, Finland // Trans. Roy. Soc. Edinb. 1981. Vol. 72. P. 115–158.

Kontinen A. An early proterozoic ophiolite — the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // Precambrian Res. 1987. Vol. 35, N. 1. P. 313–341.

Koyi H.A., *Skelton A.* Centrifuge modelling of the evolution of low-angle detachment faults from high-angle normal faults // J. Struct. Geol. 2001. Vol. 23. P. 1179–1185.

Kozlov N.E., *Avedisyan A.A.*, *Balashov Y.A. et al.* Some new aspects of geology, deep structure, geochemistry and geochronology of the Lapland Granulite Belt, Baltic Shield // Geology of the Eastern Finnmark — Western Kola Peninsuka region // Norg. Geol. Unders. 1995. Spec. Publ. 7. P. 157–166.

Krill A.G. Svecokarelian thrusting with thermal inversion in the Karasjok-Levajok area of the northern Baltic Shield // Nor. Geol. Unders. 1985. Vol. 403. P. 89–101.

Lacassin R. Kinematics of ductile shearing from outcrop to crustal scale in the Monte Rosa nappe, Western Alps // Tectonics. 1987. Vol. 6. P. 67–88.

Lahtinen R. Archaean–Proterozoic transition: geochemistry, provenance and tectonic setting of metasedimentary rocks in central Fennoscandian Shield, Finland // Precambrian Res. 2000. Vol. 104. P. 147–174.

Leonov M.G., *Kolodyazhny S.Yr.*, *Somin M.L.* Tectonic flow structures in basement and protoplatform cover: Abstr. 11th Intern. conf. on Basement Tectonics'94. Geoforschungzentrum. Potsdam, Germany, 1994. P. 84.

Leonov M.G., *Kolodiazhny S.Yr.*, *Somin M.L. et al.* The structure and some peculiarities of Post-Archean tectonic evolution of the North-Karelia collisional zone (The Baltic Shield): Abstr. Proterozoic evolution in the North Atlantic Realm. Intern. conf. Goose Bay, Labrador. 1996. P. 111–112.

Lister G.S., *Davis G.A.* The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. // J. Struct. Geol. 1989. Vol. 11, N 1/2. P. 65–94.

Lister G.S., *Snoke A.W.* S-C Mylonites // Ibid. 1984. Vol. 6. P. 617–638.

Lister G.S., *Williams P.F.* The partitioning of deformation in flowing rock masses // Tectonophysics. 1983. Vol. 92. P. 1–33.

Lobach-Zhuchenko S.B., *Arestova N.A.*, *Chekulaev V.P. et al.* Geochemistry and petrology of 2.40–2.45

Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // Precambrian Res. 1998.Vol. 92. P. 223–250.

Luosto U., Lanne E., Korhonen H. Deep structure of the Earth's crust on the SVEKA profile in central Finland // Ann. Geophys. 1984. Vol. 2. P. 559–570.

Malavieille J. Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range // J. Struct. Geol. 1987. Vol. 9, N 5/6. P. 541–554.

Malavieille J., Etchecopar A. Burg J.P. Analyse de la geometrie des zones abritees: simulation et application a des exemples natures // Comp. Ren. Acad. Sci. Paris, 1982. Vol. 294. P. 279–284.

Mancktelow N.S., Pavlis T.L. Fold-fault relationships in low-angle detachment systems // Tectonics. 1994. Vol. 13, N 2. P. 668–685.

Marcoux J., Brun J.P., Burg J.P., Ricou L.E. Shear structures in anhydrite at the base of thrust sheets (Antalya, Southern Turkey) // J. Struct. Geol. 1987. Vol. 9, N 5/6. P. 555–561.

Marker M. Tectonic interpretation and new crustal modelling along the Polar profile, Northern Baltic Shield // Proceeding of the Sixth Workshop on the European Geotraverse (EGT) Project, Strasbourg, 1990. P. 9–22.

Martel S.J. Formation of compound strike-slip fault zones, Mount Abbot quadrangle, California // J. Struct. Geol. 1990. Vol. 12. P. 869–882.

Mawer C.K. Shear criteria in Grenville Province, Ontario, Canada // Ibid. 1987. Vol. 9, N 5/6. P. 531–539.

McBride J.H. Understanding basement tectonics of an interior cratonic basin: southern Illinois Basin, USA // Tectonophysics. 1998. Vol. 293. P. 1–20.

McBride J.H., Nelson W.J. Style and origin of mid-Carboniferous deformation in the Illinois Basin, USA - Ancestral Rockies deformation? // Ibid. 1999. Vol. 305. P. 249–273.

Means W.D. The concept of steady-state foliation // Ibid. 1981. Vol. 78. P. 179–199.

Means W.D., Hobbs B.E., Lister G.S., Williams P.F. Vorticity and non-coaxialty in progressive deformations // J. Struct. Geol. 1980. Vol. 2. P. 371–378.

Melezhik V., Fallick A.E., Makarikhin V.V., Lyubtsov V.V. Links between Palaeoproterozoic paleogeography and rise and decline of stromatolites: Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 1997. Vol. 82. P. 311–348.

Mertanen S., Halls H. C., Vuollo J.I. et al. Paleomagnetism of 2,44 Ga mafic dykes in Russion Karelia, eastern Fennoscandian Shield — implication for continental reconstruction // Precambrian Res. 1999. Vol. 98. P. 197–221.

Mitrofanov F.P., Balagansky V.V., Balashov Yu A. et al. U-Pb age of gabbro-anorthosite massifs in the Lapland Granulite Belt // Nor. geol. Unders. 7. Special Publication. 1995. P. 179–183.

Mitrofanov F.P., Bayanova T.B. A new geochronology of the formation of the Kola rift-obduction system: Abstract and Proceedings of COPENA conf., Norges Geologiske Undersogelse, Report 97, 1997. P. 131.

Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.E. et al. Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield). Apatity: KSC RAS, 1995. 145 p.

Morley C.K. A tectonic model for the Tertiary evolution of strike–slip faults and rift basins in SE Asia // Tectonophysics. 2002. Vol. 347. P. 189–215.

Naylor M.A., Mandl G., Sijpesteijn C.H.K. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states // J. Struct. Geol. 1986. Vol. 7. P. 737–752.

Neuvonen K.J., Korsman K., Kouvo O., Paavola J. Paleomagnetism and age relations of the rocks in the Main Sulphide Ore Belt in central Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. 1981. V. 53, pt. 2. P. 109–133.

Nironen M. The Svecofennian Orogen: a tectonic model // Precambrian Res. 1997. Vol. 86. P. 21–44.

Park A.F. Accretion tectonism in the Proterozoic Svecokarelides of the Baltic Shield // Geology. 1985. Vol. 13. P. 725–729.

Passchier C.W. Efficient use of velocity gradient tensor in flow modelling // Tectonophysics. 1987a. Vol. 136. P. 159–163.

Passchier C.W. Stable positions of rigid objects in noncoaxial flow — a study in vorticity analysis // J. Struct. Geol. 1987b. Vol. 9, N 5/6. P. 679–690.

Passchier C.W., Simpson C. Porphyroclast systems as kinematic indicators // Ibid. 1986. Vol. 8. P. 831–844.

Perchuk L.L. P-T-fluid regimes of metamorphism and related magmatism with specific reference to the Baikal Lake granulites // Evolution of metamorphic belts // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 42, 1989. P. 275–291.

Perchuk L.L. Studies in magmatism, metamorphism, and geodynamics // Int. Geol. Rev. 1991. Vol. 33. P. 311–374.

Perchuk L.L., Gerya T.V., Reenen D.D. et al. Comparative petrology and metamorphic evolution of the Limpopo (South Africa) and Lapland (Fennoscandia) high grade terrains // Mineralogy and Petrology. 2000a. Vol. 69. P. 69–107.

Perchuk L.L., Gerya T.V., Reenen D.D. et al. P-T paths and tectonic evolution of shear zones separating high-grade terrains from cratons: examples from Kola Peninsular (Russia) and Limpopo Region (South Africa) // Ibid. 2000b. Vol. 69. P. 109–142.

Perchuk L.L., Krotov A.V. Petrology of the mica schists of the Tanaelv belt in the southern tectonic framing of the Lapland granulite complex // Petrology. 1998. Vol. 6, N 2. P. 149–179.

Petit J. P. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks // J. Struct. Geol. 1987. Vol. 9, N 5/6. P. 597–608.

Pique A., Jeannette D., Michard A. The Western Meseta shear zone, a major and permanent feature of the Hercynian belt in Morocco // Ibid. 1980. Vol. 2, N 1/2. P. 55–61.

Ponce de Leon M. I., Choukroune P. Shear zone in the Iberian Arc // Ibid. 1980, Vol. 2, N 1/2. P. 63–68.

Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W. Precise Re–Os mineral isochron and Pb–Nd–Os isotope system-

atics of a mafic–ultramafic sill in the 2.0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 170. P. 447–461.

Puchtel I.S., *Hofmann A.W.*, *Megzer K. et al.* Petrology of a 2,41 Ga remarkably fresh komatitic basalt lava lake in Lion Hills, central Vetreny Belt, Baltic Shield // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 124. P. 273–290.

Ramberg H. Particle paths, displacement and progressive strain applicable to rocks // Tectonophysics, 1975. Vol. 28. P. 1–37.

Ramberg H. Gravity, deformation and geological application. New York: Academic Press. 1981. 418 p.

Ramsay J.G. Shear zone geometry: a review // J. Struct. Geol. 1980. Vol. 2, N 1/2. P. 83–99.

Ramsay J.G., *Graham R.H.* Shear variation in shear belts // Canad. J. Earth Sci. 1970. Vol. 7. P. 786–813.

Ramsay J.G., *Huber M.I.* The techniques of modern structural geology. Vol. 1: Strain analysis. London: Academic Press, 1983. 307 p.

Ramsay J.G., *Huber M. I.* The techniques of mordern structural geology. Vol. 2: Folds and Fractures. London, etc.: Academic Press, 1987. P. 309–700p.

Reynolds O. On the dilatancy of media composed of rigid particles in contact // Phil. Mag. 1885. Ser. 5. Vol. 20, N 127. P. 203–213.

Riedal W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen // Zentbl. Miner. Geol. Palaeont. 1929. Abh. B. P. 354–368.

Roberts D. Pull-apart stepover structures in an asphalted road surface — a geological curiosity // J. Struct. Geol. 2000. Vol. 22. P. 1469–1472.

Sanderson D.J., *Marchini R.D.* Transpression // Ibid. 1984. Vol. 6. P. 449–458.

Schoneveld C. A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline — rotated garnets // Tectonophysics. 1977. Vol. 39. P. 453–471.

Schultz-Ela D.D., *Walsh P.* Modeling of grabens extending above evaporites in Canyonlands Natinal Park, Utah // J. Struct. Geol. 2002. Vol. 24. P. 247–275.

Scisciani V., *Tavarnelli E.*, *Calamita F.* The interaction of extensional and contractional deformations in the outer zones of the Central Apennines, Italy // Ibid. 2002.Vol. 24. P. 1647–1658.

Sharkov E.V., *Smolkin V.F.* The early Proterozoic Pechenga-Varzuga Belt: a case of Precambrian back-arc spreading // Precambrian Res. 1997. Vol. 82. P. 133–151.

Shimamoto T. The origin of S-C mylonites and a new fault-zone model // J. Struct. Geol. 1989. Vol. 11, N 1/2. P. 51–64.

Shuldiner V.I., *Baltibaev Sh.K.*, *Glebovitsky V.A.*, *Kozyreva I.V.* Geology of the north-west Ladoga region. Field trip Guidebook. St.-Petersburg, 1995. 85 p.

Sims D., *Ferrill D.A.*, *Stamatakos J.A.* Role of a ductile decollement in the development of pull-apart basins: Experimental results and natural examples // J. Struct. Geol. 1999. Vol. 21. P. 533–554.

Strand K., *Laajoki K.* Application of the parasequence concept to the Paleoproterozoic record of the northern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 1999. Vol. 97. P. 253–267.

Swanson M.T. Extensional duplexing in the York Cliffs strike-slip fault system, southern coastal Maine // J. Struct. Geol. 1990. Vol. 12, N 4. P. 499–512.

Talbot C.J. Fold trains in glacier of salt in southern Iran // Ibid. 1979. Vol. 1. P. 5–18.

Thompson A.B. Heat, fluids, and melting in the granulite facies // Granulites and crustal evolution. Kluwer, Dordrecht, 1990. P. 37–58 (NATO Asi Series C).

Timmerman M.J., *Balagansky V.V.* Tectonic and thermal evolution of the Palaeo-proterozoic Kolvitsa Belt, Kola Peninsula, Russia // Terra Nova. 1994. Vol. 6, N 2. P. 19.

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

Treagus S.H. A theory of finite strain variation through contrasting layers and its bearing on cleavage refraction // J. Struct. Geol. 1983. Vol. 5. P. 351–368.

Vogel D.C., *Vuollo J.I.*, *Alapieti T.T.*, *James R.S.* Tectonic, stratigraphic, and geochemical comparisons between ca. 2500–2440 Ma mafic igneous events in the Canadian and Fennoscandian Shields // Precambrian Res. 1998. Vol. 92. P. 89–116.

Ward P. Early Proterozoic deposition and deformation at Karelian Craton Margin in Southeastern Finland // Ibid. 1987. Vol. 35. P. 71–93.

Wernicke B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // Canad. J. Earth Sci. 1985. Vol. 22. P. 789–795.

Williams P.F. Foliation: a review and discussion // Tectonophysics. 1977. Vol. 39. P. 305–328.

Оглавление

Введение 5
Глава 1. Методика структурно-кинематического анализа 9
1.1. Базовые понятия структурно-кинематического анализа 9
1.2. Структуры — кинематические индикаторы 20
1.2.1. Плоскостные и линейные структуры 20
1.2.2. Структуры вращения 29
1.2.3. Складчатые и другие структуры изгиба 38

Глава 2. Тектоническое районирование восточной части Балтийского щита 45
2.1. Свекофеннская провинция 45
2.2. Карело-Кольская провинция 47
2.3. Существующие геодинамические модели Карело-Кольской провинции 50

Глава 3. Палеопротерозойская тектоника Беломорско-Лапландского пояса 55
3.1. Основные черты геологического строения 55
3.1.1. Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс 56
3.1.2. Беломорский амфиболито-гнейсовый пояс 63
3.2. Палеопротерозойские структурно-вещественные и кинематические парагенезы Беломорско-Лапландского пояса 76
3.2.1. Ряды структурно-вещественных преобразований метаморфических комплексов 76
3.2.2. Общие особенности структурно-кинематических парагенезов 79
3.3. Структурно-вещественные и кинематические парагенезы различных сегментов Беломорско-Лапландского пояса 87
3.3.1. Колвицко-Умбинский пояс 87
3.3.2. Серяк-Ковдозерский сегмент Беломорского пояса 105
3.3.3. Чупинский сегмент Беломорского пояса 116
3.3.4. Энгозерский сегмент Беломорского пояса 124
3.3.5. Ёнский сегмент Беломорского пояса 127
3.4. Геодинамические реконструкции юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса 132
3.4.1. Особенности кинематической эволюции структурно-вещественных ансамблей свекофеннского цикла 134
3.4.2. Особенности кинематической эволюции структурно-вещественных ансамблей селецкого цикла 138
3.4.3. Структурно-кинематическая модель эволюции Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое 139

Глава 4. Палеопротерозойская тектоника Карельского массива 151
4.1. Основные черты геологического строения 151
4.1.1. Краткий геологический очерк 151
4.1.2. Некоторые сведения о глубинном строении 153

4.1.3. Палеопротерозойские структурно-вещественные комплексы и условия их формирования 158
4.2. Палеопротерозойские структурно-кинематические парагенезы центральной части Карельского массива 168
4.2.1. Центрально-Карельская зона сдвига 168
4.2.2. Кумсинская зона сдвига 187
4.2.3. Койкарско-Выгозерская зона сдвига 195
4.2.4. Тектоника Онежской мульды 210
4.2.5. Модель формирования Онежской тектонической депрессии и сдвиговых зон центральной части Карельского массива 217
4.3. Палеопротерозойские структурно-кинематические парагенезы краевых частей Карельского массива 228
4.3.1. Восточно-Карельская зона сдвига 229
4.3.2. Северо-Карельская зона сдвига 250
4.3.3. Системы сдвигов западной части Карельского массива 277

Глава 5. Структурно-кинематическая модель эволюции юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое 287
5.1. Вводные замечания 287
5.2. Исходные данные для построения модели 288
5.3. Структурно-кинематическая модель 291
5.4. Механизмы тектогенеза (обсуждение и гипотезы) 299

Заключение 309

Литература 313

Content

Introduction 3

Chapter 1. Methods of structural-kinematic analysis 9
1.1. Basic concepts of structural-kinematic analysis 9
1.2. Structural-kinematic indicators 20
1.2.1. Planar and linear structures 20
1.2.2. Rotated structures 29
1.2.3. Folded and other bended structures 38

Chapter 2. Tectonic demarcation of the eastern Baltic shield 45
2.1. The Svecofennian province 45
2.2. The Karelian-Kola province 47
2.3. Paleogeodynamic models of the Karelian-Kola province 50

Chapter 3. Pleoproterozoic tectonics of the Belomorian-Lapland belt 55
3.1. The main features of the geological construction 55
3.1.1. Lapland-Kolvitsa granulite belt 56
3.1.2. Belomorian amphibolite-gneiss belt 63
3.2. Paleoproterozoic structural-material and kinematic paragenesises of the Belomorian-Lapland belt 76
3.2.1. The order of structural-material transformations in metamorphic complexes 76
3.2.2. Common features of the structural-kinematic paragenesises 79
3.3. Structural-material and kinematic paragenesises in the different segments of the Belomorian-Lapland belt 87
3.3.1. Kolvitsa-Umba segmen 87
3.3.2. The Seriac-Kovdozero segment 105
3.3.3. The Chupa segment 116
3.3.4. The Engozero segment 124
3.3.5. The Enskyi segment 127
3.4. Paleogeodynamic reconstructions of the Belomorian-Lapland belt 132
3.4.1. Kinematic evolution of the structural-material ensembles of the Svecofennian cycle 134
3.4.2. Kinematic evolution of the structural-material ensembles of the Seletskyi cycle 138
3.4.3. The model of structural-kinematic evolution of the Belomorian-Lapland belt in Paleoproterozoic 139

Chapter 4. Pleoproterozoic tectonics of the Karelian massif 151
4.1. The main features of the geological construction 151
4.1.1. Geologic outline 151
4.1.2. Deep structure 153

4.1.3. Paleoproterozoic structural-material complexes and their conditions of formation 158
4.2. Paleoproterozoic structural-kinematic paragenesises of the Central part of the Karelian massif 168
4.2.1. Central-Karelian shear zone 168
4.2.2. Kumsa shear zone 187
4.2.3. Koicar-Vygozero shear zone 195
4.2.4. Tectonics of the Onega trough 210
4.2.5. The model of structural-kinematic evolution of the Onega tectonic depression and the shear zones of the central part of the Karelian massif 217
4.3. Paleoproterozoic structural-kinematic paragenesises of the periphery parts of the Karelian massif 228
4.3.1. East-Karelian shear zone 229
4.3.2. Northern-Karelian shear zone 250
4.3.3. Shear zones of the western part of the Karelian massif 277

Chapter 5. The model of structural-kinematic evolution of the karelian massif and its frame in paleoproterozoic time 287
5.1. Introductory remarks 287
5.2. Input data for the reconstruction model 288
5.3. The model of structural-kinematic evolution of the Karelian massif 291
5.4. Tectonic mechanisms (discussion and hypothesises) 299

Conclusion 309

References 313

Научное издание

Сергей Юрьевич Колодяжный

Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое

Труды ГИН РАН, вып. 572

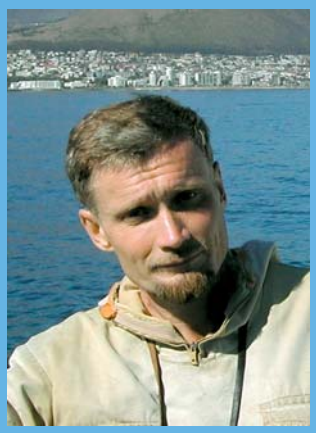
Утверждено к печати Редакционной коллегией Геологического института РАН

Редактор *И.М. Ерофеева*
Дизайн и компьютерная верстка *Е.Ю. Ерофеева*

Подписано к печати 24.12. 2006
Формат 60x90 1/8. Бумага офсетная № 1,80 г/м^2
Гарнитура QuantAntiquaC. Печать офсетная.
Уч.-изд. 45,5 л. Усл.-печ. 41,5 л. Тираж 300 экз.
Тип. ВТИИ. Зак. № , Москва

Издательство ГЕОС
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел.: (095) 230-80-92, факс: (095) 231-04-43.
e-mail: geos@ginras.ru

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА



Сергей Юрьевич Колодяжный – доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ГИН РАН, окончил Ростовский Государственный Университет в 1985 г. В период 1985–1988 гг. работал в геолого-съемочной партии Зеравшанской экспедиции. С 1989 г. по настоящее время работает в лаборатории Тектоники консолидированной коры Геологического института РАН, известен своими трудами в области структурной геологии и региональной тектоники Южного Тянь-Шаня, Камчатки, Воронежского кристаллического выступа и Балтийского щита. В настоящее время занимается проблемами тектоники и геодинамики внутриплитных областей с использованием современных методов структурно-парагенетического и кинематического анализов. Им опубликовано около 70 научных работ, в которых рассмотрены структурные парагенезы и закономерности тектонометаморфических преобразований в зонах сдвиговых деформаций, внутриплитные механизмы тектогенеза и вертикального аккретирования земной коры, а также предложены кинематические модели эволюции ряда региональных структур.

В предлагаемой вниманию книге изложены результаты многолетних геолого-структурных исследований автора в восточной части Балтийского щита, систематически рассмотрены разноранговые структурные парагенезы и впервые предложена кинематическая модель эволюции Карело-Кольского региона в палеопротерозое.

Контактный адрес: kolod@ginras.ru